TSCHERMAKS MINERALOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. MACHATSCHKI UND H. LEITMEIER
WIEN WIEN

DRITTE FOLGE
BAND V
MIT 151 TEXTABBILDUNGEN

WIEN
SPRINGER-VERLAG
1956

Inhaltsverzeichnis.

1.—2. Heft.

(Ausgegeben im November 1954.)

Seite

Leitmeier, H. Michael Stark zum Gedenken 1

Köhler, A. Zur Erinnerung an Baurat h. c. Dr. Karl Reichert 18

Ladurner, J. Das Verhalten des Olivins als Gefügekorn in einigen Olivingesteinen 21

Scharbert, H. Der Gabbro von Elsenreith im niederösterreichischen Waldviertel 37

Horninger, G. Manganminerale vom Mooserboden bei Kaprun 48

Kieslinger, A. Studien über Verkieselung I 70

Wieden, P. Differential-thermoanalytische Untersuchungen an Magnesiten . 85

Schroll, E. Bemerkungen zur „alpinen Metallogenese" der kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten 96

Wieden, P. Differential-thermoanalytische Untersuchungen von „Gurhofian" aus Niederösterreich 99

Ladurner, J. Mineralführung und Korngrößen von Sanden (Höttinger Breccie und Umgebung) 102

Haberlandt, H. und **E. Schroll.** Über den Wert oder Unwert der Spurenelement-Analyse für die Lagerstättenforschung, Minerogenese und Petrogenese 110

Preisinger, A. Zur Kristallstruktur des Strontiumhydroxyd-Oktohydrat, $Sr(OH)_2.8H_2O$ 123

Debeauvais, M., F. G. Houtermans, E. Jäger und **W. Buser.** Über die Lokalisierung von Wismut in Gesteinen mit Kernemulsionsplatten . . 129

Literatur 137

Nachrichten 152

3. Heft.

(Ausgegeben im Juni 1955.)

Scharbert, H. Der Granit von Plöcking (Typus Mauthausen) aus dem oberösterreichischen Mühlviertel 153

Solé, A. Die Stagoskopie in der Mineralogie 162

Tertsch, H. Zur graphischen Bestimmung von Netzebenen-Abständen . . . 170

Schroll, E. Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der ostalpinen Metallprovinz 183

Köhler, A. und **P. Wieden.** Die Quarzbestimmung in Gesteinen auf differentialthermoanalytischem Wege 209

Ladurner, J. Zum Verhalten von Ankerit im geschlossenen Gefüge und als Einzelkorn 215

Grund, A. Die Kristallstruktur von $BeSO_4$ 227

Gruß, H. Interngefüge der Kalifeldspate in einem Ötztaler Gneis 231

Heritsch, H. Bemerkungen zur Schreibung der kristallchemischen Formel der Hornblende 242

Heritsch, H. Die Raumgruppe von Wardit 246

Volborth, A. Das Bor in den finnischen Pegmatiten 252

Literatur 260

Nachrichten 272

4. Heft.

(Ausgegeben im Februar 1956.)

Seite

Volborth, A. Die Mineralparagenese im Lithiumpegmatit von Viitaniemi (Zentralfinnland) vom geochemischen Standpunkt 273

Wieden, P. und W. J. Schmidt. Der Illit von Fehring 284

Leitmeier, H. Die Probleme der Bildung der „Zentralgneise" in den Hohen Tauern und einiger Mineralparagenesen in den Ostalpen und die Bedeutung von Spurenelement-Analysen zu ihrer Lösung 303

Heritsch, H. Die Röntgenkristallographie von Laumontit von Stainz (Steiermark) 335

Tertsch, H. Zur Frage der Kristallisationsschieferung 343

Neuwirth, E. Zur Bestimmung der Tonminerale mit dem Elektronenmikroskop 347

Jong, W. F. de und Erika Stradner. Zeittafel 362

Ladurner, J. Untersuchungen am Interngefüge von Disthen (Disthenquarzit Untersulzbachtal) 380

Literatur 394

Nachrichten 405

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft . . . 406

Namenverzeichnis.

(B) = Buchbesprechung, (M) = Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft Nr. 116

Ahrens, L. A., 394 (B)
Andreatta, C., 395 (B)
Angel, F., 137 (B)
Arnberger, E., 260 (B)
Arnberger-Jurczak, Hertha, 260 (B)

Bammer, R., 260 (B)
Baumgartner, G. H., 260 (B)
Beck-Mannagetta, P., 260 (B)
Becker, A., 260 (B)
Beerstecher, E., 260 (B)
Berek, M., 148 (B)
Beringer, C. Ch., 137 (B)
Bézier, D., 398 (B)
Bijvoet, J. M., 261 (B)
Brendler, W., 429 (M), 430 (M)
Brinkmann, R., 262 (B)
Buser, W., 129

Capra, Maria, 260 (B)
Charlot, G., 398 (B)
Chudoba, K. F., 263 (B), 399 (B)

Debeauvais, M., 129
Donin, R. K., 260 (B)

Eheim, F., 260 (B)
Eitel, W., 140 (B)
Engelmann, R., 260 (B)
Exner, Chr., 142 (B), 415 (M)

Feigl, F., 140 (B), 141 (B)
Firnberg, Hertha 260 (B)
Fischer, W., 150 (B)
Fordinal, S., 260 (B)

Gauguin, R., 398 (B)
Gilbert, C. M., 402 (B)
Goldschmidt, V. M., 151 (B)
Grubinger, H., 142 (B)
Grund, A., 227
Gruß, H., 231

Haberlandt, H., 110, 408 (M)
Hellwege, K., 401 (B)
Heritsch, H., 242, 246, 335
Hetzer, K., 260 (B)
Hey, M. H., 146 (B)
Hintze, C. 399 (B)
Horninger, G., 48
Houtermans, F. G., 129
Hurlblut, C. S., 139 (B)
Huttenlocher, H., 263 (B)

Jäger, E., 129
Jasmund, K., 400 (B)
Jong, W. F. de, 362

Kant, F., 260 (B)
Keil, J., 260 (B)
Kieslinger, A., 70

Klaar, A., 260 (B)
Kober, L., 264 (B)
Köhler, A., 18, 148 (B), 209
Kolkmeyer, N. H., 261 (B)
Kontrus, K., 413 (M), 425 (M)
Kubiëna, W. L., 143 (B)
Kukuk, P., 400 (B)
Kühnelt, W., 260 (B)
Küpper, H., 142 (B)

Ladurner, J., 21, 102, 215, 380
Landolt-Börnstein, 401 (B)
Legat, W., 269 (B)
Leitmeier, H., 1, 303
Lendl, E., 260 (B)

Machatschki, F., 143 (B)
Macgillavry, Caroline H., 261 (B)
Matznetter, J., 260 (B)
Medwenitsch, W., 418 (M)
Mitscha-Märheim, H., 260 (B)
Mossler, G., 260 (B)
Muir, A., 151 (B)

Neuwirth, E., 347
Novak, H., 260 (B)

Odekerken, J. M., 398 (B)
Otruba, G., 260 (B)

Parker, R. L., 265 (B)
Pask, J. A., 398 (B)
Pazeller, K., 260 (B)
Philipsborn, H. v., 145 (B)
Preisinger, A., 123
Prior, G. T., 146 (B)
Przibram, K., 147 (B)

Raaz, F., 148 (B)
Ramdohr, P., 138 (B), 141 (B)
Rutschka, L. S., 260 (B)

Saukow, A. A., 150 (B)
Scharbert, H., 37, 153
Scheicher, A., 398 (B)
Schloßmacher, K., 267 (B)
Schmidt, W. J., 285, 407 (M)
Schmittner, H., 260 (B)
Schroll, E., 96, 110, 183
Schwarzl, J., 260 (B)
Sedlacek, M., 412 (M)
Smirnow, S. S., 267 (B)
Société française de Minéralogie et de Cristallographie 397 (B)
Solé, A., 162
Spitzer, G., 260 (B)
Staber, R., 137 (B)
Steden, A., 260 (B)
Steinhauser, F., 260 (B)
Stiegler, W., 260 (B)
Stradner, Erika 362

Tertsch, H., 170, 268 (B), 343
Trey, F., 269 (B)
Trimmel, H., 260 (B)
Trimmel-Weber, Erika 260 (B)
Turner, F. J., 402 (B)
Turner, M. D., 398 (B)

Urban, H., 270 (B)

Väyrynen, H., 270 (B)
Vetters, H., 260 (B)
Volborth, A. v., 252, 273

Weigl, H., 260 (B)
Weiß, L. E., 152 (B)
Werneck, L., 260 (B)
Wieden, P., 85, 99, 209, 284
Williams, H., 402 (B)
Winchell, A. N., 404 (B)
Wöginger, K., 260 (B)

Zirkl, E., 426 (M)

Michael Stark zum Gedenken.

In einem kleinen baufälligen Häuschen in Wolkersdorf am Rußbach in Niederösterreich schloß der große Petrologe *Michael Stark,* wenige Tage vorher 76 Jahre alt geworden, nach einem Leben voll Arbeit, reich an Erfolgen als Wissenschaftler und Lehrer, hart vom Schicksal behandelt und umhergeworfen, nie aber von seiner absoluten Lebensbejahung abgewichen, seine müden Augen, die mit dem Mikroskop der Natur so viele Geheimnisse zu entreißen vermochten, für immer. Er gehörte als letzter in die Reihe der großen klassischen Petrologen, denen das Mikroskop alles war, dabei aber bemüht, das ganze große Bereich dieser Wissenschaft zu überschauen, die neuesten Richtungen in sich aufzunehmen, ihre Vorteile erkennend, fraglich Erscheinendes nicht abzulehnen, ihm gegenüber aber zuwartend zu verbleiben, nicht alles kritisierend, aber keinesfalls kritiklos annehmend oder ablehnend. Lehnte er aber ab, so stand er genau so wie sein großer Lehrer und Freund *Friedrich Becke* den Trägern und Anhängern solcher Lehren niemals als Feind gegenüber. Aus zutiefst religiösem Herzen, aber ebenso als großer Naturforscher, war ihm bewußt, daß kein menschliches Wissen jemals an sich vollendet sein kann. Auch aus dieser Erkenntnis heraus wurde er dort ein Warner, wo er kritiklose Annahme zu wenig begründeter Neuerungen befürchtete. So ist uns aus den letzten Jahren, in denen er noch an den Diskussionen nach Vorträgen in der österreichischen Mineralogischen Gesellschaft mit größtem Interesse teilnahm, sein Bild erhalten geblieben. So lange es seine Augen gestatteten, vom Tode schon beschattet, arbeitete er am Mikroskop, dem Apparat, der ihm sein ganzes langes Gelehrtenleben treuester Helfer war, den er handhabte, wie nur ganz wenige.

Am 6. Dezember 1877 in Tuschkau im Bezirke Mies in Böhmen geboren, besuchte er das Gymnasium in Maria Schein und in Leitmeritz. Nach Ableistung des Freiwilligenjahres im Wiener Deutschmeister-Regiment bezog er die Universität unserer Hauptstadt zum Studium der Naturwissenschaften, vor allem zuerst Botanik, zu der ihn eine große Liebe zog, von der er noch im hohen Alter gerne sprach. Er war ein ausgezeichneter Pflanzenkenner und auf manchen mineralogischen, petrologischen oder geologischen Exkursionen, die

er leitete, oder an denen er teilnahm, gab es floristische Intermezzi. *Beckes* Vorlesungen großen Formates waren es, die ihn bald so in ihren Bann zogen, daß er sich der Mineralogie und von Anfang an ganz besonders der Petrologie zuwandte. So wurde er zuerst 1903 *Beckes* Demonstrator, dann sein Assistent und schließlich habilitierte er sich für dieses Fach. Gewiß verdankte er, wie alle, die in *Beckes* Schule kamen, diesem Forscher sehr viel, und er hat ihm zeit seines Lebens die allergrößte Dankbarkeit bewahrt, aber er strebte in jeder Beziehung sehr bald nach Selbständigkeit, was *Becke* selbst weitgehend förderte. Das geht klar aus *Starks* wissenschaftlichen Arbeitsgebieten hervor, denn schon vor und sehr bald nach kurzer Gemeinschaftsarbeit in den Hohen Tauern, die ihm zwar Selbständigkeit genug ließ, wandte er sich den Euganeen zu, deren klassischer Erschließer *Stark* geworden ist, denen die umfassendste Arbeit seines Lebens galt. Dennoch bewahrte er sich die Liebe zu den Bergen unserer Alpen bis an sein Ende, der warme Ton lieber Erinnerungen an schöne Tage lag im Klang der Worte, wenn er von diesen Zeiten sprach.

Schon 1910 verließ er Wien als außerordentlicher Professor an der Universität Czernowitz; zwei Jahre darauf wurde er dort ordentlicher Professor für Mineralogie und Petrographie. War ihm dort auch nur eine vierjährige Tätigkeit vergönnt, so gehören diese Jahre doch zu den schönsten seines Lebens, jedenfalls waren sie die ruhigsten. Er war den gleichen Weg wie sein Lehrer *Becke* gegangen, der auch über Czernowitz nach Prag gekommen war, bevor er seine eigentliche wissenschaftliche und Lebensheimstätte in Wien gefunden hatte. Sowohl *Beckes* Bericht, wie der *Starks* über ihren Aufenthalt und ihr Wirken in der kleinsten Universitätsstadt des alten Österreich lauteten ganz gleich, obwohl *Becke* viel früher dort gewirkt hatte. Es waren für beide Zeiten der Ruhe, des Sammelns, der ungestörten Forschung, zu der beide nur ihr Mikroskop brauchten und ihr bescheidenes Laboratorium. Man hatte damals in dieser lieblich gelegenen Stadt viel freie Zeit, da bei der Ferienlegung mehrere Konfessionen berücksichtigt werden mußten. Auch war die Zahl der Schüler nicht groß, dagegen herrschte in der kleinen Hauptstadt, wie so oft in kleinen Hochschulstädten, hier besonders an der äußersten Reichweite deutscher Kutur, ein hochkultiviertes und sehr reges Gesellschaftsleben. Das alles zusammen machte den Aufenthalt dort so angenehm, das Wirken als Hochschullehrer so reizvoll, daß sich *Stark* nicht bereit erklärte, einen Ruf an die technische Hochschule in Graz anzunehmen. Aber das war schon unmittelbar vor dem Ende der schönen Zeit. Es kam der Krieg und Czernowitz lag mitten in der Front. Sofort als Leutnant eingezogen, geriet er sehr bald in

russische Gefangenschaft, die ihn zuerst in ein Lager nach Kansk in Sibirien brachte, später aber auf Verwendung des schwedischen Kronprinzen nach Kasan, wo er an der Universität wissenschaftlich arbeiten konnte. Infolge einer Erkrankung wurde er noch vor Ende des Krieges ausgetauscht.

1918 erhielt *Stark* einen Ruf an die Deutsche Universität nach Prag als Vorstand des dortigen mineralogisch-petrographischen Institutes, dem er gerne Folge leistete, war es doch seine Heimat, in der er nun wirken durfte. Hier war er durch seine klare und überaus ruhige Art als allgemein anerkannter Wissenschaftler in beiden Sprachgebieten beliebt und angesehen, besonders hochgeehrt von seinen Kollegen. Er wurde Dekan der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät und 1936/37 war er Rektor dieser ältesten Universität des alten österreichischen Staates. 1940 wurde er nach der nationalsozialistischen Zwangsbesetzung vom deutschen Reich übernommen, hielt sich aber vollkommen fern von aller politischen Tätigkeit. Das harte Los seiner tschechischen Kollegen konnte er leider nicht mildern. 1944 wurde er nach Erreichung der Altersgrenze auf seinen eigenen Wunsch emeritiert, aber gleichzeitig mit der Weiterführung seiner Lehrkanzel betraut. 1945 mußte auch er, der niemanden das mindeste zuleid getan hatte, im Gegenteil milderte, wo er konnte, was ganz allgemein bekannt war, das Land verlassen. Ohne Pension, ohne jede finanzielle Unterstützung lebte er bis zu seinem Tode in sehr beschränkten Verhältnissen, mit Stolz und Würde das Los der Armut tragend, im kleinen Ort Wolkersdorf. Erst wenige Tage vor seinem Tode traf ihn noch die Nachricht, daß er in den Besitz seines wohlverdienten Ruhegenusses gekommen sei. Er selber konnte keinen Vorteil daraus ziehen, aber die Nachricht, daß nunmehr seine Gattin vor der Not bewahrt sei, mochte ihm wohl das Sterben erleichtert haben.

Überblickt man den Teil von *Starks* wissenschaftlichen Leistungen, der schriftlich niedergelegt, seiner Mit- und Nachwelt zugänglich ist, heben sich zwei Gebiete, ein räumlich kleines und ein großes aus den anderen Gebieten heraus, in denen er als Forscher tätig war. Das erste, für sein Schaffen wohl das wichtigste sind die *Euganeen,* das zweite sind die *Hohen Tauern,* die beide von seinen jungen Jahren angefangen, bis ins hohe Alter hinauf seinen Geist und seine Liebe fesselten, die den Wissenschaftler *Stark* niemals aus ihrem Banne ließen, weilte er auch noch so ferne von ihnen, denn sie hatten auch sein Herz, seine Naturliebe für immer gewonnen. Begann seine eigene selbständige Arbeit mit den Euganeen vor der in den Alpen, soll doch hier mit diesen begonnen werden, denn dahin kam er als Schüler und Mitarbeiter seiner Lehrer *Uhlig* und *Becke.* Es war eine

große Zeit, eine Zeit des Sammelns neuer Erkenntnisse, neuartiger Anschauungen, als um die Wende des Jahrhundertes *Becke* und *Berwerth* und dann *Uhlig* an verschiedene Stellen in die Hohen Tauern zogen, der Geologe, um den Bewegungen, der Tektonik im Sinne der neuen Deckenlehre nachzuspüren, die Petrologen, um die Gesteine zu studieren und in ihnen ebenfalls die Spuren der Tektonik aufzufinden, alle drei womöglich, um im Zusammenklang ihrer Ergebnisse, den Bau der Hohen Tauern, des Penninikums zu ergründen. Es war ihnen wohl bewußt, daß das eine lange und unendlich schwierige Aufgabe war, daß ihre eigenen Kräfte dazu keinesfalls ausreichend waren, sie waren doch alle drei damals schon ältere Herren. Sie erkannten bald den hohen Wert ihres Vorarbeiters, der unbeirrt und mutig allein durch diese weiten Räume beobachtend gezogen und geklettert war, *Loewls,* dessen Name erst durch seine Nachfolger ins richtige Licht gestellt werden sollte, dessen Name für immer an der Spitze jeder historischen Darstellung der geologischen Erschließung unseres Penninikums stehen muß. Freilich die Bedeutung des zweiten Vorarbeiters, der zum Teil in anderen Teilen wie sie in den Tauern arbeitete, erkannten sie leider nicht, konnten sie wohl nicht erkennen, soweit war er in kühnen Schlüssen den anderen, die mehr aufs einzelne gingen, voraus. Aber *Weinschenk* hat es seinen Zeitgenossen und Nachfolgern, auch nicht leicht gemacht, seinen Wert zu erkennen. Seine Bedeutung konnten erst spätere Zeiten erkennen und sie taten dies zögernd und ungern, hier mußten erst manche Schlacken abfallen. Aber ich weiß, daß *Stark* sehr bald den Wert des Mannes erkannt hatte, freilich zu einer Zeit, als ihm selber die Tauern schon fern lagen. Was aber die drei Wiener Forscher damals leisteten, daß und wie sie den Deckenbau, den gesamten Baustil der Hohen Tauern, die Gesteinsverteilung erkannten, bildet heute noch die gesicherte Grundlage aller Tauernforschung. Den drei altbewährten, ergrauten Forschern, hatten sich bald, von ihnen willkommen geheißen, zwei jüngere angeschlossen, *Stark* der ältere und *Kober* der jüngere. Nicht nur die Arbeit der fünf Wiener draußen im Felde, auch die zahlreichen Diskussionen zum Teil nur untereinander, zum kleineren in Vorträgen gelehrter Gesellschaften, trugen viel zu den Erklärungsversuchen bei, auch wenn die fünf nicht immer miteinander einig waren. Die drei älteren Forscher mußten bald abtreten, keinem von ihnen war es vergönnt, irgend etwas wie einen Schlußstein zu legen. Am weitesten kam wohl *Becke* mit seinem Wissen, aber er hat leider nichts darüber veröffentlicht, aus tiefer Abneigung vor allem Unfertigen. Und in großen Gebieten wie in den Zillertalern ist man noch heute auf seine kärglichen Berichte angewiesen. Aber auch *Stark* mußte diesen Schauplatz verlassen, seine

Berufung nach Czernowitz und seine Euganeenforschungen ließen ihm zu wenig Zeit dazu. Der Krieg war gekommen, der alles unterbrach. So blieb nur *Kober* den Tauern treu bis auf den heutigen Tag. Er hats ihnen gelohnt und sie ihm, das weiß er selber am besten. Aber *Kober* und *Stark* waren einander in Freundschaft, die bis zu *Starks* Tode dauerte verbunden. Wenn der Schreiber dieser Zeilen, der auch den Tauern die schönste Zeit seines Lebens verdankt, hier im Gedenken an den einen der beiden, dem Gedanken Ausdruck verleiht, daß ein weiteres Zusammenwirken der beiden, des Petrologen und des Geologen, unsere Kenntnisse von diesem heute immer noch umstrittenen Gebiete sehr gefördert hätte, so ist damit die Bedeutung von *Starks* Tauernarbeit, wie ich glaube, am besten und am richtigsten gewertet. Was *Stark* schriftlich niedergelegt hat, ist nur ein Teil seiner eigentlich geleisteten Arbeit. Denn aus der damaligen Zeit stammt nur ein 32 Seiten langer „Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises" (Sitzber. kais. Ak. d. Wiss. Wien, Bd. *121* [1912]), der also schon in Czernowitz verfaßt war. Es war eine weit umfassendere Bearbeitung beabsichtigt, die leider nicht zustande gekommen ist. Als wesentliches Ergebnis kann *Starks* Beobachtung im Gasteiner- und im Arltal und der Schieferzone zwischen Hochalm und Sonnblickkern und die Folgerung gelten, daß zumindest ein Teil der mächtigen Verfaltungen im Zentralgneis früher vollendet war, bevor die Bewegungen in der Schieferhülle zum Stillstand gekommen waren. Der Gneis verhielt sich zu seiner Hülle, wie ein relativ starrer Kern zu seinem wesentlich plastischeren und schuppigen Hüllmaterial. Welche Bedeutung die österreichischen Alpengeologen diesen „Vorläufigen Mitteilungen" beimaßen, geht am besten aus dem langen Referat hervor, das ein anderer später großer Alpengeologe, *Sander*, in den Verhandl. d. geol. R. A. 1913 schrieb, der nicht mit allen Gedankengängen *Starks* über die möglichen tektonischen Vorgänge einverstanden war, aber die große Bedeutung dieser Arbeit anerkannte.

Bei diesen feldgeologisch-petrologischen Arbeiten erregten von allem Anfang an die Grünschiefer und ihre Abstammung, wie sie in der Umgebung des äußeren Gasteinertales und der Arltäler verbreitet sind, *Starks* Aufmerksamkeit. Aber erst viel später gab er eine zusammenfassende Darstellung dieser Gesteine und ihrer Entstehung in seiner Arbeit: Entwicklungsstadien bei kristallinen Schiefern (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteintal (Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. II a, Bd. *148* [1939], 41). Zahlreiche Dünnschliffuntersuchungen ermöglichten

dem erfahrenen Forscher aus dem Mineralbestand der Gesteine und noch erkennbaren Primärgefügen eine genetische Systematik dieser Grünschiefer nach ihrem Ausgangsgestein, die in keinem Gebiete des Penninikums ihresgleichen hat. Diabase mit ophitischerem und solche mit porphyrischem Gefüge der Augite, Diabase mit uralitisierten Augiten, Diabasporphyrite, deren Augite mit brauner Hornblende verwachsen sind, konnten als Ausgangsgesteine erkannt werden. Dann fand er Grünschiefer als Abkömmlinge von Diabasaugitporphyriten, in denen ehemalige braune Hornblenden neben neugebildeten glaukophanitischen nachzuweisen waren, Grünschiefer, in denen die ehemaligen Plagioklase albitisiert, die Augite uralitisiert und chloritisiert sind, und möglicherweise Abkömmlinge dioritischer Gesteine, die heute als Hornblendeserizitschiefer vorliegen. In allen diesen Grünschiefern (Prasiniten) waren Relikte der ursprünglichen Massengesteine nachweisbar, während in einer Reihe anderer Grüngesteine das ehemalige Gefüge verwischt war, dann gab es auch solche, die als Abkömmlinge von Tuffen und Tuffiten, also als sedimentogen, angesehen werden können. *Stark* verglich diese Gesteine mit ähnlichen in der nördlich vorgelagerten Grauwackenzone, die zum Teil große Übereinstimmung zeigten, zum Teil aber doch graduelle Unterschiede in der Metamorphose aufwiesen, insoferne als in den Gesteinen auf der Tauernseite in tieferen Deckenteilen der Diabasaugit noch gelegentlich erhalten, in der Grauwackenzone aber verschwunden ist. Diese Beobachtungen könnten eine deckentheoretische Parallelisierung zulassen. Von großem Interesse ist die Diskussion der möglichen geologischen Zusammenhänge, der möglichen Bildungsbedingungen, der Verhältnisse, bei denen die jeweilige Umbildung erfolgt ist, des Grades der Metamorphose; Überlegungen, die in der Feststellung gipfeln, daß bei der Bildung dieser Gesteine keine Gleichgewichtszustände erreicht worden seien, daß vielmehr bei tektonischen Hauptphasen zwar einem entsprechenden Gleichgewicht zugestrebt wurde, dieses aber deshalb nicht erreicht wurde, weil früher andersgeartete Bedingungen eintraten, die einem anderen Gleichgewichtszustande zustrebten. Im allgemeinen war in der Umbildungssphäre dieser Gesteine basischer Plagioklas nicht bestandfähig, dessen Ca in die Hornblende und in den Epidot gegangen ist. Aber auch die Hornblende fehlt in den oberen Decken des Radstädter-Kristallins, oder ist dort nur spärlich vorhanden. 1950 ist *Stark* dann nochmals zu diesen Gesteinen zurückgekommen (Die Grünschiefer der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie des Großarl- und Gasteiner Tales. Sitzber. österr. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., I. Bd.,159, S. 184) und hat festgestellt, daß diese südlicher gelegenen Grünschiefer hauptsächlich in den Kalkglimmerschiefern wohl

ebenso wie die der Klammkalkserie sehr oft polymetamorph, aber gegenüber diesen höhere Kristallinität zeigen, daß ihnen der primäre Augit und die primäre Hornblende fehlt, der Augit zu Hornblende und Chlorit geworden ist, daß das ursprüngliche Gesteinsgefüge meist unkenntlich oder verschwunden ist, daß manche Gesteine aber deutlich ihren primär porphyrischen Charakter behalten haben.

Gleichzeitig mit den Grünschiefern beschäftigte sich *Stark* eingehend mit den *Porphyroidgesteinen* des gleichen Gebietes (Porphyroide und verwandte Eruptiva aus dem Groß-Arl- und dem Gasteiner-Tal. Sitzber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., I. Bd., 149 [1940], S. 13). Er stellte als Ausgangsgesteine Quarzporphyr, Orthoklasporphyr, Feldspatporphyr, Quarzporphyrit (Dazit), Feldspatporphyrit (Andesit) fest, deren Gefüge noch vorzüglich erhalten war, während keratophyrische Gesteine nicht in Frage kommen. Wie bei den Grünschiefern konnte er auch bei den Porphyroiden verschiedene Entwicklungsstadien ablesen. Stärke und Art der Metamorphose dieser Gesteine wurden mit den Wirkungen an den Grünschiefern verglichen und trotz des verschiedenen Mineralbestandes weitgehende Übereinstimmung festgestellt. Die Porphyroide stellen als die salischen Glieder, die Grünschiefer als die femischen eine gauverwandte Kalkalkalireihe dar, in der Gesetzmäßigkeiten der Differentiation und der Ausscheidungsfolge an den Porphyroiden festgestellt werden konnten. In den sauersten Porphyroiden ist Quarz früheste Kristallisation, primär in ehemaligen Orthoklaseinsprenglingen eingeschlossen, Plagioklas setzte verhältnismäßig spät nach Beginn der Kristallisation des Orthoklases ein, während bei den dazitischen Porphyroiden die Kristallisation des Plagioklases vor der des Kalifeldspates begann. Häufung von Serizit längs Bewegungs- und Verschiebungsflächen (Deckenbewegung) ergaben stellenweise Paralleltextur und scheinbares Schichtgefüge, was manchmal die richtige Deutung der Porphyroide verhindert hat.

Als *Starks* Hauptwerk aber muß seine bis ins kleinste gehende Erforschung der Gesteine der Euganeen bezeichnet werden. *Euganeen und Michael Stark sind für immer zu einer untrennbaren Einheit geworden.* Er liebte diese Gesteine, die Landschaft und ihre Menschen. Die Umschau vom Mte. Venda war für ihn die schönste, die er kannte, wie er mir oft versicherte. Man lese die letzten drei Seiten seines Vortragsberichtes über diese Berge in den Mitt. d. naturw. Ver. a. d. Univ. Wien, Bd. 4, 1906, S. 77. Hier wurde der Forscher über den Liebhaber zum Landschaftsdichter, wie etwa *Staub* in seiner bekannten Ophiolitharbeit zum Bergpoeten. Auf einer Studienreise des naturwissenschaftlichen Vereines unter Führung von *Uhlig* sah *Stark* zum erstenmal dieses Gebiet, das Land seines Lebens.

Dann war es *Reyers* prachtvolles Buch (Wien, 1877, Die Euganeen. Bau und Geschichte eines Vulkans) das ihn begeisterte, dessen Autor er tief verehrte, worin wir uns in der kurzen Zeit unseres Beisammenseins in den Jahren 1909 und 1910 zusammenfanden. Von *Reyers* tiefer, stiller, männlich-verschlossener Art und verhaltener großer Güte war viel auch in *Stark*.

Die unmittelbare Folge dieses Besuches war seine erste Arbeit über dieses Gebiet: Gauverwandtschaft der Euganeengesteine (Tscherm. Min. petrogr. Mitt. 25 [1906], S. 319). Aus 5 Analysen, von denen *Stark* selbst 4 ausgeführt hatte, an Rhyolith, Plagioklastrachyt, Hypersthenandesit, Basalt, Dolerit (alle noch in *Reyers* Bezeichnung) wurde erstmalig der pazifische Charakter der Euganeengesteine festgestellt. Nun begann die systematische, umfassende Durchforschung. In kleineren Berichten wurden die Intrusionen als lakkolithisch erkannt, festgestellt, daß sie unregelmäßige Formen zeigen und oft Anhaltspunkte für Effusionen der Schmelzmassen aus den Intrusionen heraus geben; dann wurde die verhältnismäßig geringe Kontaktmetamorphose der Sedimente im Hangenden der Liparit-Trachyt-Andesit- und Basaltintrusion hervorgehoben und auf relativ niedrige Temperaturen der Schmelzen und Armut an Gasen geschlossen, woraus größere Viskosität, geringere Explosivwirkung, Tendenz zur Intrusion angenommen und das Fehlen größerer Assimilationen erklärt werden kann. Es sind ja zumeist nur die tieferen Teile des gesamten Vulkangebietes erhalten geblieben, der überwiegende Teil der Ergußmassen ist bereits abgetragen.

Und nun folgt in vier großen Veröffentlichungen die ausführliche bis ins kleinste gehende Darstellung der Gesteine. Die erste dieser Arbeiten trägt noch eine allgemeine zusammenfassende Überschrift: Geologisch-petrographische Aufnahmen in den Euganeen (Tscherm. Min.-petrogr. Mitt., Bd. 27 [1909], S. 399 bis 588). Geplant war, zuerst die basischen Gesteine des südwestlichen und westlichen Teiles der Euganeen, dann die neutralen und sauren Gesteine zu beschreiben. In dieser ersten Arbeit sind die basischen Gesteine behandelt, pazifische Limburgite mit Limburgitbasalten und Augitite mit Augititbasalten und dann Feldspatbasalte, unterteilt in Analcimite, Basalte mit Einsprenglingen von Augit und Olivin neben solchen, die reichlich Olivin nur in der Grundmasse führen; Basalte mit Einsprenglingen von viel Plagioklas, Olivin und Augit, Basalte mit Einsprenglingen von farblosen und grünen Augiten mit viel Plagioklas in der Grundmasse, Hypersthenbasalte, Ophitbasalte und den beiden letzten nahestehende Basalte. Erst viel später konnte wegen der Zeitereignisse und der beschränkten Veröffentlichungsmöglichkeiten die nächste große Arbeit erscheinen, die nun keinen

allgemeinen Titel mehr trägt, sondern einfach „Basische Gesteine der Euganeen" heißt (Min.-petrogr. Mitt., Bd. 54 [1942], S. 123 bis 177 und S. 277 bis 372, dann Bd. 55 [1943], S. 137 bis 172 und S. 277 bis 372). In diesem Werk wurden nun nicht, wie es in der ersten Veröffentlichung großen Stiles in Aussicht genommen war, die neutralen und sauren Gesteine des südwestlichen und westlichen Teiles der Euganeen behandelt, sondern die basischen Gesteine des nördlichen und des östlichen Anteiles der Euganeen. Wiederum wurden Limburgite und Limburgitbasalte in großer Zahl und Feldspatbasalte, von denen es auch eine gabbroide Fazies gibt, behandelt. Die Beschreibung der Gesteine ist stets unter Beibringung aller ermittelbaren optischen Konstanten durchgeführt. Es sind alle verschiedenen Typen der basaltischen Gesteine gebracht, um zu ganz gesicherten Vorstellungen der salfemischen Differentiationen und der Reihendivergenz zu kommen. Die Zugehörigkeit der Effusiva der Euganeen zur Kalkalkalireihe bleibt aufrecht, wenn auch in der Restschmelze des einen oder des anderen basischen Gesteines Tendenz zur Alkalireihe nachweisbar ist. Fehlen auch Foide durchaus, konnten doch, wenn auch sehr selten spurenhafte Entwicklung von mikroskopischen Ägirin- und Ägirinaugitkriställchen festgestellt werden, die allerdings in manchen Fällen auf Assimilation granitisch-syenitischer Einschlüsse aus dem Untergrunde zurückgeführt werden könnten. Für den Kalkalkalicharakter spricht nach *Stark* auch das Hinneigen mancher Basalte zur Anorthositreihe, denen er auch Namen, wie Bytownito- oder Labradoroporphyrite gab. Auch die Altersstellung der Gesteine ist besprochen.

Als drittes Werk erschien als Abschluß 1952: Andesitische Gesteine nebst lamprophyrischen Felsarten der Euganeen (Neues Jahrb. Min. etc. Abhandl., Bd. 83, S. 151 bis 312). Auch diese Gesteine, die mehr dem neutralen Teil der salfemischen Reihe entsprechen, treten zu einem nicht unbeträchtlichen Teile ebenso wie die basischen mehr gangförmig auf, da die zugehörigen Lavaströme und Decken abgetragen sind, wenn jene auch in manchen Gebieten oberflächennahe liegen. Diese Gesteine sind über den größten Teil der Euganeen verbreitet, spärlich nur im Nordteil, am häufigsten im zentralen Teil. Die petrographische Mannigfaltigkeit ist sehr groß, wenn sie auch an Mannigfaltigkeit und Menge hinter den Basalten zurücktreten. *Starks* Systematik umfaßt: Basaltoide Andesite zum Teil mit Ganggesteinscharakter, eine Differentiationsreihe von Augitandesiten, Hornblendeandesiten, sogenannten amphibolophyrischen Andesiten, Biotitandesiten, labradorophyrischen Andesiten. Als letzte Gruppe treten lamprophyrische Andesite auf, die man auch als lamprophyrische Ganggesteine auffassen kann, deren in der Tiefe auskristallisierte

Hornblenden nicht korrodiert sind. Davon gibt es Monchiquit-artige, Vogesit-Spessartit-artige, auch Minette-Kersantit-artige, so ausgesprochen ist hier die Differentiation. Für die Gesteinsklassifikation in den Euganeen leistet der rhombische Pyroxen gute Dienste, den man in vielen Euganeengesteinen trifft, dem auch Bedeutung für die Feststellung der Gauverwandtschaft zukommt und statistisch erfaßt werden kann. Dabei ergibt sich, daß Bronzit den basischen Gesteinen, Fe-armer Hypersthen den meisten Basalten, Fe-reicher Hypersthen den Andesiten eigen ist. Ähnlich verhalten sich auch die gleichzeitig untersuchten Tiefengesteine.

Diesen ebenfalls tertiären Tiefengesteinen, die nur an einigen Stellen, besonders im Zentrum des Vulkangebietes in der Gegend Galzignano-Cingolina auftreten, die nichts mit den granitisch-syenitischen Gesteinen des Untergrundes zu tun haben, ist eine eigene große Arbeit gewidmet: Tiefengesteinsgebiete im Zentrum der Euganeen (Neues Jahrb. Min. etc., Beil.-Bd. 71, Abt. A, 1936, S. 363 bis 457). Sie scharen sich dort, wohin die meisten der mitunter weithin streichenden Eruptivgesteinsgänge konvergieren. Sie bilden stock- oder gangförmige Intrusionen in die Kreide, drangen aber auch in tertiäre Gesteine ein, saurere durchdrangen die basischen. *Stark* erweiterte die Anzahl der bereits früher bekannten Tiefengesteine bei weitem und unterschied: Quarzsyenit, Glimmerquarzsyenit, Biotitsyenit, Augitsyenit, Augitdiorit mit Annäherung an Monzonit, Hypersthengabbro, Gabbro, Biotitgabbro, Olivingabbro, Syenitaplit, Syenitporphyr, Augitdioritporphyrit, Gabbroporphyrit. Die monzonitischen Gesteine waren niemals bis zu typischen Monzoniten differenziert. *Stark* erwies die Zusammengehörigkeit der behandelten Tiefengesteine und der Effusiva durch Vergleich der mineralogischen Merkmale der Komponenten, als da sind: Ihre Zusammensetzung, optische Phänomene, Gesetzmäßigkeit der Verteilung von Komponenten isomorpher Mischkristalle, besonders CaNa Feldspate, KNa- und K-Feldspate, der Olivine, der rhombischen Pyroxene, der Biotite, besonders aber der Augite. Eine eigene Arbeit (Die Augite in den Gesteinen der Euganeen. Neues Jahrb. Min. etc., Beil.-Bd. 55, 1926, S. 1 bis 35) beschäftigt sich mit der gesetzmäßigen Verteilung einzelner Augitarten in den basischen und intermediären Ergußgesteinen der Euganeen. Auch die Tiefengesteine gehören im ganzen genommen der Kalkalkalireihe an, aber ebenso, wie bei den Ergußgesteinen wird das Einschwenken in die Alkalireihe auch bei den Tiefengesteinen durch die Ausbildung von Gesteinen festgestellt, die sich der predazzischen Serie mit Kalivormacht nähern und mit den monzonitischen eben erreichen. Hier schließt sich die Arbeit über die Gauverwandtschaft der Euganeengesteine an, die aber so sehr

allgemeinen Charakter besitzt, daß sie später hervorzuheben sein wird.

Nur an einer Stelle kam es im von *Stark* untersuchten Gebiete der Euganeen durch die Tiefengesteine zu etwas größeren Kontakt bereichen in der Talsenke von Cingolina. In einer eigenen Arbeit (Kalksilikatgesteine bei Galzignano in den Euganeen. Neues Jahrb. Min. etc., Beil.-Bd. 71, Abt. A, 1936, S. 342—362) wurden Marmore, Kalksilikatfelse mit Carbonat hervorgehoben und eingehender Wollastonitfels, Gehlenit-Wollastonitfels, Wollastonit-Granatfels Gehlenit-Wollastonit-Granatfels, Granat-Gehlenitfels, Granat-Plagioklas-Wollastonitfels, Granat-Augit-Plagioklasfels beschrieben. Die große Verschiedenheit der einzelnen Kontaktgesteinsmassen sind nach *Stark* nicht in der Heterogenität des kalkigen Sedimentmateriales, sondern eher in Zu- und Abfuhr von Substanz zu suchen, was vornehmlich auf pneumatolytischem Wege geschehen sein mochte, zum Teil aber auch in Assimilationserscheinungen im unmittelbaren Kontakt zu suchen sein kann, was aus Untersuchungen der benachbarten Tiefengesteine geschlossen werden konnte. Trotz gegenteiliger Ansichten trat *Stark* dafür ein, daß bei dieser Metamorphose doch manchmal eine Kristallisationsabfolge, für die er auch bei der Bildung kristalliner Schiefer eingetreten ist, angenommen werden muß, wofür Zonarstruktur mancher Komponenten und auffallende, an das Verhältnis von Einsprenglingen und Grundmasse gemahnende Kontraste in den Größenverhältnissen mancher Bestandteile spricht, die im zeitlich verschiedenen Einsetzen der Kristallisation und nicht allein in der verschiedenen Kristallisationskraft gelegen sein kann.

Wie hoch das Ansehen des 35jährigen Petrologen war, beweist der ehrende Auftrag, für den 4. Band der Fortschritte der Mineralogie etc. eine zusammenhängende Darstellung unseres Wissens über die „Petrographischen Provinzen" zu schreiben (S. 251 bis 336), die für ihre Zeit eine Meisterleistung geworden ist. 533 Veröffentlichungen wurden dabei zu Rate gezogen. Strengste Objektivität in Anerkennung des Schrifttums ist eine der hervorragendsten Leistungen dieser Schrift, nie wird Widerspruchsvolles unterwertet oder ganz beiseite gelassen. Größtes Gewicht ist bei der damaligen Zweiteilung in pazifisch und atlantisch auf die Änderung des Sippencharakters ein und derselben Provinz im Ablaufe der Gesteinsbildungen gelegt. *Stark* gebraucht hier neben der Bezeichnung pazifisch und atlantisch (bzw. Alkalikalkreihe und Alkalireihe) den Ausdruck predazzisch für Gesteine, die einem monzonitischen Urmagma zu entsprechen scheinen, ein Ausdruck, der gewissermaßen eine Mittelstellung zwischen beiden Hauptreihen bilden soll, und Provinzen bezeichnen soll, die bald mehr Gesteine von pazifischem, bald mehr von atlantischem Cha-

rakter liefern. Später hat *Stark* dann den Ausdruck petrographische Provinz ebenso wie Schreiber dieser Zeilen als sprachlich sinnlos abgelehnt und er spricht dann nur mehr von Sippencharakter oder Gauverwandtschaft. 1943 ist er dann im Anschluß an seine Euganeenforschung wieder zur Frage der Gauverwandtschaft zurückgekehrt in: Gauverwandtschaften in den Euganeen (Nova acta Leopoldina, Bd. 13, S. 153). In diese Arbeit, in der die Euganeen nur als Beispiel mitbehandelt sind, wurde zuerst eine kurze Übersicht über die Gauverwandtschaftsfrage gegeben, 18 Analysen von Euganeengesteinen zusammengestellt, die Rolle des rhombischen Pyroxens in seiner Gebundenheit an die Kalkalkalireihe dargestellt, hingegen vor einer Überschätzung der Hornblende als Abgrenzung beider Reihen im Sinne von *Rosenbusch* gewarnt. *Stark* sprach sich gegen die Aufstellung einer Kalireihe als dritter gleichberechtigter Reihe aus, da kalibetonte Serien sich sowohl in der Kalkalkalireihe, als auch in der Alkalireihe herausbilden können. Durch die Aufstellung einer Kalireihe würde der lange bekannte mediterrane Eruptivgesteinsbereich mit seinem Reichtum an Leucit mit den Syeniten z. B. vom Plauenschen Grund in Sachsen, die auf das engste mit Gesteinen der Kalkalkalireihe verbunden sind, zusammenkommen. Die Gleichberechtigung einer solchen Reihe, von vielen angenommen, wird auch heute noch, und wie ich glaube mit Recht, von manchen abgelehnt. Eine kleinere Studie unter dem Titel Olivine in Massengesteinen (Centrbl. f. Min. etc. 1924 S. 33) behandelt die Zusammensetzung der Olivine, vornehmlich in Gesteinen der Euganeen, des Böhmischen Mittelgebirges und des Monzoni auf Grund zahlreicher Achsenwinkelmessungen.

Für den weiten Bereich seines großen nicht direkt an Alpen und Euganeen gebundenen Wissens, zeugt seine Arbeit: Pleochroitische (radioaktive) Höfe, ihre Verbreitung in den Gesteinen und Veränderlichkeit (Chemie d. Erde, Bd. 10, 1936, S. 566 bis 630). Als erster hat er klar festgestellt, daß diese Erscheinung in den basischen Gesteinen am schwächsten ist, mit dem SiO_2-Gehalt ansteigt, ihren Höhepunkt aber nicht in den sauersten Gesteinen hat, sondern etwa in dem Gebiete zwischen dem ersten und zweiten Drittel des *Osann*schen ACF Dreieckes. Orthoschiefergesteine folgen dieser Regel. Erzgebirgsgranite sind reicher als granitaplitische Gesteine, Granulite als an SiO_2 und an Kalifeldspat reichste Gesteine sind verhältnismäßig arm an Höfen. Die Armut an pleochroitischen Höfen in einer großen Reihe von Sedimentgesteinen Böhmens (Paläozoikum, Kambrium und Präkambrium) ist auf das Fehlen höfebildender Mineralien, die nur als Umwandlungsbildungen vorhanden sind, zurückzuführen, oder sie sind in zu dispersem Zustand vorhanden, denn kontaktmeta-

morph verändert, verstärkt sich die Zahl der Höfe in diesen Gesteinen. In höheren dynamometamorph beanspruchten Horizonten kristalliner Schiefer aus dem Varistikum sind sie ebenso spärlich wie in den oberen kristallinen Schieferhorizonten der Hohen Tauern, die im Tertiär dynamometamorph verändert worden sind, während sie in den tieferen Zentralgneismassen und deren unmittelbaren Begleitern viel mehr in Erscheinung treten. Hoher Druck und erhöhte Temperatur scheint für ihre Entwicklung von Bedeutung gewesen zu sein. Die geeignetste Zeit für die Bildung und die Entwicklung dieser Höfe soll nach *Stark* das Karbon und Perm gewesen sein. Hoftonung, verschiedener Grad von Hofbildung (z. B. Doppelhofbildung) kann nur mit großer Unsicherheit für die Annahme verschiedener Altersstufen verwertet werden. Radioaktive Substanz kann auch in den aus größeren Tiefen stammenden jüngeren Schmelzen saurer oder basischer Art vorhanden gewesen sein, während in ganz großer Tiefe die radioaktiven Substanzen ganz zurücktreten. *Stark* war zeitlebens ein Gegner der Annahme größerer Massen eklogitischer Gesteine als sogenannte, heute immer noch da und dort wieder auftauchende Eklogitzone.

Wie sehr und mit welchem Erfolg sich *Stark* immer bemüht hat, von seinem großen Wissen weitesten Kreisen seiner Mitmenschen mitzuteilen, zeigt seine Abhandlung: Zur Altersfrage der Erdrinde, die er als Rektor der Prager Universität als selbständige Druckschrift 1937 in Prag erscheinen ließ. Sie trat gewissermaßen an Stelle seiner Rektoratsrede, da durch die Raumfrage eine feierliche Inauguration des Rektors für das Studienjahr 1936/37 unterbleiben mußte. (Es haben dabei auch noch andere Hindernisse mitgewirkt). Diese Schrift verwertet die soeben hervorgehobenen Untersuchungen. Prächtig im Aufbau, klar und verständlich in ihrer Dialektik, ist sie auch heute noch durchaus lesenswert.

Eine Anzahl anderer Veröffentlichungen behandelt Gesteine seines Prager Wirkungskreises, seiner böhmischen Heimat, an der er bis zu seinem Ende hing. Schon 1913, also noch von Czernowitz aus, erschien: Bericht über die mineralogisch-petrographische Exkursion des naturwissenschaftlichen Vereines in Wien in das nordwestliche Böhmen (Mitt. d. naturw. V. Wien, Bd. 11, S. 25 bis 87). Darin wurden auf dieser Exkursion gesammelte Gesteinsproben näher untersucht: 13 sogenannte Gebirgsgranite des Kaiserwaldes und einige Kontaktprodukte, 15 Erzgebirgsgranite. Die Plagioklase wurden vermessen, Ausmessungen nach der *Rosiwal*-Methode vorgenommen und eine Anzahl älterer Analysen nach *Osann* verrechnet.

Das Ergebnis großangelegter Untersuchungen an Metamorphiten des Böhmerwaldes brachte die Arbeit: Umwandlungsvorgänge in

Gesteinen des Böhmerwaldes (Lotos Prag, Bd. 76, 1928, S. 1 bis 77). Hier ist großes Gewicht auf die Feststellung der Polymetamorphose gelegt. *Stark* ist einer der ersten, der zum Teil gestützt auf *F. E. Suess's* Intrusionstektonik und auf die Vorstellungen von *Sederholm,* zum Teil auch in Anlehnung an *Sander* versuchte, die Geschichte der Gesteine im Mikroskop zu lesen und zu ergründen. Vergleiche mit Tauerngesteinen wurden angestellt. Niemals kam es *Stark* bloß auf Gesteinsbeschreibungen an, immer wurde nach allgemeiner Bedeutung gesucht, immer nach Beziehungen zu anderen Gebieten, stets blieb das großartige Geschehen der Gesteinswerdung und der Umprägungen im Blickpunkt aller seiner Untersuchungen. Weitgehende Verwalzungen und Verknetungen konnten festgestellt werden, Schieferungs-, Bewegungs- und Scherungsflächen wurden erkannt und geschlossen, daß auch hier, wie in den Tauern, auf eine Zeit intensiver Bewegungsvorgänge mit ausgiebiger Kataklase und Kleinzertrümmerung dabei aber auch Neukristallisierung mancher Komponenten, eine Zeit ruhigerer Umkristallisationen mit Kornvergrößerung folgte. Aber auch dem Aufdringen glutflüssiger Massen wurde im Böhmerwald langer geologischer Zeitraum zuerkannt und auf die Mannigfaltigkeit dieser Tiefenschmelzmassen hingewiesen. Das nacharchäische Alter mancher zumeist für archäisch gehaltener kristalliner Schiefer ergab sich zwangläufig aus seinen Untersuchungen, ebenso wie enge stoffliche und mineralogische Beziehungen zu zur Zeit der varistischen Faltungen emporgedrungenen granito-dioritischen Massengesteinen. Größtes Gewicht aber ist auf genaueste Charakterisierung der einzelnen Mineralien gelegt, denn *Stark* war ein Großmeister der Gesteinsmikroskopie. Es wurde dann versucht, etwas über die möglichen Temperaturen bei allen diesen Prozessen zu erfahren, immer aber stand *Stark* fern von jeder Spekulation, nur wenn er an seinen Beobachtungen genügend Stütze fand, wagte er sich ins Gebiet der Theorie vor. Der Sippencharakter der Böhmerwaldgesteine wurde untersucht und nirgends Abweichung von der Kalkalkalireihe festgestellt. Die gleichen Ziele verfolgte: Petrographisch-geologische Fragen um Pfraumberg-Haid. Beiträge zur Bildungsgeschichte des Felsbaues des nördlichen Böhmerwaldes und seines Vorlandes (Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. 61, Abt. A, 1930, S. 321 bis 402), die als Fortsetzung der früheren angesehen werden kann. Granite, Quarzglimmerdiorite, Diorite mit ihren basischen Ausscheidungen, aplitische Dioritgneise, Paragneise, Migmatite (injizierte Paragneise), Orthoamphibolite sind eingehend untersucht worden und daran Fragen nach den Grundlinien des Gebirgsbaues, der Art der Metamorphose, der Umprägung zu kristallinen Schiefern, der Analogie mit Alpengesteinen, und der Altersfolge der Gesteine

behandelt. Bei der Beschreibung der Granite ergab sich primärmagmatische, pneumatolytisch-hydatogene und noch spätere sekundäre Muskovitbildung. Aber auch in den Einzelbeschreibungen der Mineralien sind in beiden Arbeiten, besonders in der ersteren, grundlegende Beobachtungen gemacht worden, die heute Allgemeingültigkeit erlangt haben. In einem Vortragsbericht (Lotos Prag, Bd. 79, 1931) sind die Verhältnisse der Gesteine von Pfraumberg zu den damit in Beziehung gebrachten Gesteinen und die verschiedenartigen metamorphosierenden Beeinflussungen tabellarisch sehr übersichtlich zusammengestellt.

Ein späterer Vortragsbericht: Erzgebirgsgranit von Graupen, als Mikrogranit, porphyrisch mit primärem Topas in zwei Generationen (Lotos, Prag, Bd. 80, 1932) wies an Handstücken eines Granitporphyres als porphyrische Fazies von Erzgebirgsgranit mit mikroskopischer Restkristallisation nach, daß der enthaltene Topas primär und nicht als pneumatolytische Neubildung enthalten sei, die diesem Gestein vollkommen fehlt. Einsprenglinge und Mikrolithen in der Grundmasse zeigen ihn im gleichen Gestein in zwei Generationen, während er im Nebengestein, einem grauen Gneis, vollkommen fehlt.

Kleinere Veröffentlichungen behandeln unter anderem die Zugehörigkeit spilitischer Ergußgesteine aus dem Präkambrium zwischen Kladno und Klattau in Innerböhmen zur Kalkalkalireihe. Die Verbreitung glaukophanitischer Hornblenden in den spilitischen Gesteinen, Amphiboliten des Böhmerwaldes, dann in solchen des Kaiserwaldes, des Erzgebirges, der Elbpforte und des Riesengebirges besagt keinesfalls, daß diese Gesteine deshalb der Alkalireihe zugeordnet werden müßten. (Beide Veröffentlichungen in Věstník Královské Společnosti Nauk, Prag, 1936).

Dies möge nur als Auslese aus des verstorbenen Forschers wissenschaftlichem Werk betrachtet werden.

Michael Starks große Bedeutung liegt unter anderem darin, daß er mit all seinem reichen Forschen zwei Ziele verfolgte, die Gesteine mit aller nur möglichen Genauigkeit zu untersuchen, dabei oft neue Wege weisend, damit aber nicht nur die Kenntnis des behandelten Gebietes zu fördern, sondern weitausgreifend nach Beziehungen zu anderen Gebieten zu suchen, anderseits der Geologie des behandelten Gebietes zu dienen. Durch seine Angaben von bleibendem Werte hat er mit eingegriffen in die wohl niemals abzuschließende Erforschung der Geschichte der Gesteine und in die Vorgänge der Bildung und Umbildung unserer Erdkruste. In manchem war *Stark* Vorkämpfer seiner Zeit und Lehrmeister zugleich. Seine beinahe zu große Bescheidenheit ließ das nicht alle seiner Zeitgenossen im wirklichen Ausmaße erkennen. Liest man heute in seinen Arbeiten, findet

man gar manches, oft allerdings an Stellen, wo man es nicht suchen würde, ausgesprochen oder angedeutet, was erst später allgemein bekannt wurde; oft mitten unter Spezialbeschreibungen finden sich Bemerkungen von weittragender allgemeiner Bedeutung. Es ging ihm weit mehr um Forschung, als um Anerkennung.

Starks Charakter war von einer unübertreffbaren Lauterkeit. In seiner Hilfsbereitschaft ging er bis zur Aufopferung. Stets nahm er sich, wo immer er nur konnte Verfolgter an. Sein Verhalten in schwerster Zeit den Kollegen und Studenten gegenüber, auch besonders als Rektor, zeugte nicht nur von großer Tatkraft, sondern von einem unbeugsamen Mut. Er war geachtet von allen, die ihn kannten ohne Rücksicht auf politische Einstellung und Konfession, geliebt von Kollegen und Studenten. Er neigte zu einer Art von Träumerei und zur Mystik. Tief und echt, aber alles eher als aufdringlich, war seine Frömmigkeit, die er nie zur Schau trug, die ihn zu weitgehendster Duldsamkeit gegenüber anders Eingestellten veranlaßte. Die Nachwelt wird ihn nicht vergessen, dafür hat der Wissenschaftler *Stark* selbst gesorgt durch sein Werk.

H. Leitmeier (Wien).

Verzeichnis der Veröffentlichungen von Michael Stark.

(Zusammengestellt von *N. Grögler.*)

1904 Die Gesteine Usticas und die Beziehungen derselben zu den Gesteinen der Liparischen Inseln. T. M. P. M. 23, 469—532.
Zusammenhang des Brechungsexponenten natürlicher Gläser mit ihrem Chemismus. T. M. P. M. 23, 536—550.

1906 Die Euganeen. Mitt. d. naturw. Ver. d. Univ. Wien 4. Nr. 8—9, 77—96.
Gauverwandtschaft der Euganeengesteine. T. M. P. M. 25, 319—334.

1907 Grünschiefer aus dem Groß-Arl- und Gasteintal. T. M. P. M. 26, 142—143, 487—491.
Formen und Genese lakkolithischer Intrusionen. Festschr. d. naturw. Vereins a. d. Univ. Wien, 51—66.

1908 Geolog.-petrograph. Aufnahme der Euganeen. T. M. P. M. 27, 399—588.
Die Interferenzbilder der Kristalle. Jb. d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse in Wien, 48. Jg., Heft 6.

1912 Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. Sitzungsber. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. 121, Abt. 1.
Beiträge zum geolog.-petrograph. Aufbau der Euganeen und zur Lakkolithenfrage. T. M. P. M. 31, 1—80.

1913 Bericht über die mineralog.-petrograph. Exkursion des naturwissenschaftlichen Vereins in das nordwestliche Böhmen. 11. Jg., 25 und 102 d. naturw. Vereins a. d. Univ. Wien.

1914 Petrographische Provinzen. Fortschr. d. Min. 4., 251—336.

1924 Olivine in Massengesteinen. Zentralbl. Min. 33—44.
Hauynophyr vom Keilberg. Lotos (Prag) 72, 277—288.

1927 Die Augite in den Gesteinen der Euganeen. N. Jb. f. Min., BB. 55, A, 1—35.

1928 Umwandlungsvorgänge in Gesteinen des Böhmerwaldes. Lotos 76, 1—77.
Das Empordringen vulkanischer Massen. Mit vornehmlicher Bezugnahme auf die Euganeen. Lotos 76, 327—334.

1930 Petrograph.-geologische Fragen um Pfraumberg-Haid. N. Jb. f. Min., BB. 61, A, 321—402.
Über Pseudomorphosen im Grünschiefer des Großglockners und über Formermittlung aus dem Gesteinsgewebe nicht herauslösbarer Komponenten. Zentralbl. Min., A, 481—492.

1931 Zur Gesteinswelt des nördlichen Böhmerwaldes. Lotos 79, 1—8.

1932 Erzgebirgsgranit von Graupen, als Mikrogranit, porphyrisch mit primärem Topas in zwei Generationen. Lotos 80, 1—6.

1933 Spuren eigenartiger Formgebilde im Urtonschiefer von Bischofteinitz (Westböhmen). N. Jb. f. Min., BB. 66, A, 120—132.

1936 Kalksilikatgesteine bei Galzignano in den Euganeen. N. Jb. f. Min., BB. 71, A, 342—361.
Tiefengesteinsgebiete im Zentrum der Euganeen. N. Jb. f. Min., BB. 71, A, 363—457.
Zur Verbreitung glaukophanitischer Hornblende in Böhmen und deren Bedeutung für Gauverwandtschaft. Věstník Král. Čes. Spol. Nauk. Kl., II. Jg., Sep. 1—7.

1937 Zur Gauverwandtschaft der Spilitgesteine Innerböhmens. Věstník Král. Čes. Spol. Nauk. Tř. II, Praha 1937, Sep. 1—4.
Zur Altersfrage der Erdrinde. Deutsche agrar. Druckerei Prag, 25 S.

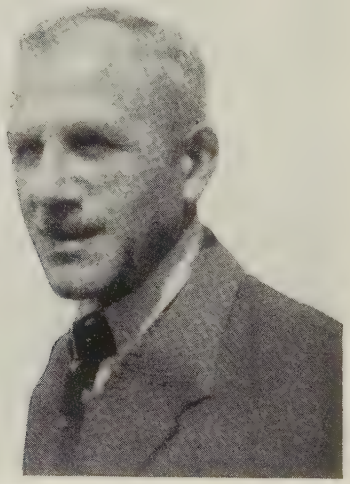
1942 Basische Gesteine der Euganeen. Teil I: T. M. P. M. 54, 123—177. Teil II: T. M. P. M. 54, 277—372.

1943 Basische Gesteine der Euganeen. Teil III: T. M. P. M. 55, 137—192. Teil IV: T. M. P. M. 55, 213—270.
Gauverwandtschaftsfragen in den Euganeen. Nov. Acta Leopoldina. Abh. d. Kais. Leop. Carol. Dtsch. Akad. d. Naturf. 13, 153—174.

1952 Andesitische Gesteine nebst lamprophyrischen Felsarten der Euganeen. N. Jb. f. Min. 83, 151—312.

Zur Erinnerung an Baurat h. c. Dr. Karl Reichert.

Unerwartet ist am 20. Dezember 1953 Dr. *Karl Reichert* einem tückischen Leiden erlegen. Nicht nur die Verwandten und ihm persönlich Nahestehenden haben damit einen schmerzlichen Verlust erlitten, auch die vielen Wissenschafter, Techniker und Praktiker, denen die optischen Instrumente der Fa. Reichert wichtige Arbeitsbehelfe sind,



Baurat h. c. Dr. Karl Reichert.

sind durch den allzufrühen Heimgang *Karl Reicherts* schwer getroffen. Wer das Glück hatte, mit dem ausgezeichneten Manne zu sprechen und seine Ratschläge zu hören und seine Hilfsbereitschaft in Anspruch zu nehmen, der fand stets wohlwollendes Verständnis. So ist es selbstverständlich, daß auch wir Mineralogen seiner hier gedenken.

Dr. *Karl Reichert* wurde 1883 in Wien geboren und genoß schon während der Mittelschulzeit bei seinem tatkräftigen Vater *C. Reichert*, dem Begründer der heute weltbekannten Firma, eine tüchtige Ausbildung in der Feinmechanik und Optik und eignete sich zugleich bei Prof. *Eder* in Wien große theoretische und praktische Erfahrung

auf dem Gebiete der Photographie an. Später studierte er in Berlin Physik, Mathematik und Naturwissenschaften und erwarb 1909 das Doktorat.

Ausgerüstet mit diesen Kenntnissen und praktisch bereits gut vorgebildet, trat er sodann als wissenschaftlicher Mitarbeiter in das Unternehmen seines Vaters ein, der als Wahlösterreicher das bunte Völkergemisch der alten Monarchie gut kannte und deshalb seine Kinder in verschiedenen Sprachen ausbilden ließ, so daß auch *Karl Reichert* eine Anzahl fremder Sprachen vollauf beherrschte, was für ihn später von großem Nutzen war.

Im ersten Weltkriege mußte *Karl Reichert* nach der Einnahme von Przemysl als Oberleutnant der Artillerie in ein sibirisches Gefangenenlager, von wo er jedoch nach abenteuerlicher Flucht noch vor Kriegsende zurückkam. Nach dem Tode seines Vaters 1922 übernahm er mit seinem Bruder Otto die Leitung der Firma und widmete sich der technisch-wissenschaftlichen Seite mit der ganzen ihm eigenen Energie und Liebe.

Von den vielen Erzeugnissen der Firma kam keines heraus, an dem der Verstorbene nicht mitgearbeitet hätte, sei es bei der Konstruktion oder der fabriksmäßigen Herstellung. Überall war sein reger Geist und seine große Erfahrung zu spüren. Mit besonderer Liebe hing er an der Entwicklung des Fluoreszenzmikroskopes, wo er in *Max Haitinger* einen Mann fand, der die Reichert'sche Apparatur für so viele Wissenschaftszweige anzuwenden vermochte. Ebenso ist sein Name mit der Entwicklung des Metallmikroskopes und der modernen Phasenkontrasteinrichtung für immer verbunden.

Durch die zahlreichen persönlichen Verbindungen mit Fachleuten aller Richtungen war *Karl Reichert* in der Lage, die geäußerten Wünsche über Verbesserungen oder Neukonstruktionen zu erfahren und setzte dann alles daran, diesen Wünschen gerecht zu werden. So blieb die Produktion stets den modernen Anforderungen entsprechend.

Mit diesem kurzen Rückblick auf die wissenschaftliche und praktische Tätigkeit *Karl Reicherts* wäre das Bild seiner Persönlichkeit aber keineswegs vollendet. Der Nahestehende lernte ihn nicht nur als ungemein fleißigen und pflichtbewußten Industriellen kennen, er schätzte ihn auch als den vielseitig gebildeten Mann, der für die Wissenschaft und Kunst sowie für alles Schöne aufgeschlossen war. Ein prächtiger Mensch und ein vornehmer Charakter, war er ein würdiger Repräsentant alten Österreichertums.

So wie er wahr, werden wir ihn stets in Erinnerung behalten!

A. Köhler.

Veröffentlichungen.

Neuer Spiegelkondensor zur Sichtbarmachung ultramikroskopischer Teilchen. Photographische Korrespondenz, Nr. 571, April 1908. — Das Fluoreszenzmikroskop. Physikal. Zeitschrift, 12. Jg., 1911. — Projektion von Polarisations-Spektral-Beugungs- und Interferenzerscheinungen. Vierteljahresbericht des Wr. Vereines zur Förderung d. physikal. und chemischen Unterrichts. Jg. 1912, Heft 2. — Ein neuer Objekt- und Präparatschützer für das Mikroskop. Z. S. „Feinmechanik", Jg. 1922, Heft 11. — Neue Methoden der Mikro-Fluoreszenzuntersuchungen. Z. S. „Optik", Wien, 5. Jg., 1932, Heft 8/9. — Eine Zusatzoptik zur Ausleuchtung großer Dingfelder bei Verwendung schwächster mikroskopischer Vergrößerungen. Z. S. „Mikroskopie", Jg. 1952, Band 7, Heft 3/4. — Geschichte der Mikroskopie. Papisch-Zeitschrift.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck.

Das Verhalten des Olivins als Gefügekorn in einigen Olivingesteinen.

Von

Josef Ladurner.

Mit 12 Gefügediagrammen im Text.

(Eingelangt am 5. September 1953.)

Gebänderte Olivingesteine aus Bursa bei Topuk (Kleinasien) und alpine Olivintektonite aus dem Nonsberg und Ultental (südöstliche Ortleralpen) werden hinsichtlich ihres Olivingefüges untersucht. Eine an Ultentaler und Nonsberger Olivintektoniten bisher nicht beschriebene B-Achsenregelung wird mit der bisher ebenfalls nicht beschriebenen und von der ersteren abweichenden Olivinregelung an den Olivingesteinen aus Bursa konfrontiert.

Nach der im Innsbrucker Institut üblichen Bezeichnungsweise werden die kristallographischen Achsen mit dem Index des betreffenden Minerals also z. B. o = Olivin bezeichnet, also a_0, b_0, c_0 Koordinaten, welche sich beispielsweise auf zwei sich kreuzende b-Achsen b_1 und b_2 beziehen, erhalten die Indizes a_1, b_1, c_1, a_2, b_2, c_2. Wo es sich um Koordinaten des Gefüges handelt, ist dies ausdrücklich betont.

Zur Untersuchung von Olivingefügen wurden ein gebänderter Chromitdunit und Pyroxenhornfelse herangezogen. Der gebänderte Chromitdunit stammt von der Grube Yilderim bei Bursa (Kleinasien) und wurde mir von Herrn Dr. *A. Helke* zur Bearbeitung überlassen, wofür ich mich auch an dieser Stelle herzlich bedanke. Die Pyroxenolivinfelse stammen aus dem Clozner-Loch (nördlich Proveis, Nonsberg) und von der Seefelder-Alpe (westlich Ilmenspitze, Ultental) und wurden seinerzeit von Dr. *W. Hammer* anstehend aufgefunden und in Lit. 8 petrographisch beschrieben. Herr Prof. *B. Sander* hat mir die beiden hier beschriebenen Handstücke aus der Aufsammlung *W. Hammer*, die im Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck hinterlegt ist, zur Bearbeitung überlassen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichen Dank ausspreche.

Olivingefüge wurden hinsichtlich ihrer Gefügeregeln erstmalig von *C. Andreatta* (Lit. 1) untersucht, in weiterer Folge dann von *Th. Ernst* (Lit. 6), *F. C. Phillips* (Lit. 13), *F. J. Turner* (Lit. 19), *C. E.*

Tilly (Lit. 17) und *P. Paulitsch* (Lit. 12). *J. Frechen* (Lit. 4) hat Olivingefüge hinsichtlich Deformationserscheinungen untersucht und die von *Becke* (Lit. 3) und *Mügge* (Lit. 11) bereits beobachteten und beschriebenen Erscheinungen der felderförmigen Auslöschungen an Olivinen als Zerlegung der Olivine in gegeneinander um [001] verdrehte Teilbereiche // (100) gedeutet; Translation nach T = (010) mit t = [100] und f = [001] wird angegeben. Bei den von *P. Paulitsch* (Lit. 12) beschriebenen Olivingefügen handelt es sich um ähnlich aussehende gebänderte Chromitdunite (von Anghida, Griechenland), für die aber *Paulitsch* eine andere, von der vom Material von Bursa (Keinasien) abweichende Regel publiziert.

In Tab. S. 34 und 35 werden die bisher an Olivingefügen festgestellten Regeln zusammen mit den in dieser Arbeit gefundenen Olivinregeln in Übersicht gebracht.

Zunächst einige kristallographische Daten des Olivins. Achsenebene des Olivins ist stets (001), es fällt daher β mit [001] zusammen; α liegt in [010] und γ in [100]. Zwillingsbildungen an Olivinkristallen sind angegeben nach (011), (012), (021), (031), (110), (120) und (201). Zwillingsbildung nach (011) an gesteinsbildenden Olivinen wurde von *Kalkowsky* (Lit. 9) aus basaltischen Gesteinen nachgewiesen. *Rinne* (Lit. 14) beobachtete Zwillingsbildung nach (012) und (120) in Limburgiten. *Doss* (Lit. 5) beschrieb Zwillinge nach (110) in basaltischen Laven. Im folgenden werden nun die Olivingefüge jeder einzelnen Lokalität besprochen und anschließend daran die Olivinregeln diskutiert.

Gebänderter Chromit-Dunit. Grube Yilderim, Bursa bei Topuk.

An diesen Handstücken ist ein Lagenbau deutlich, der dadurch entsteht, daß Lagen vorwiegend aus Chromit und nur wenig Olivin mit Lagen vorwiegend aus Olivin und nur einzelnen verschieden großen Chromitkörnern abwechseln.

Diese im vorliegenden Material zueinander parallelen Chromit- und Olivinlagen haben verschiedene Mächtigkeit. Neben Chromitlagen von nur 1 mm Mächtigkeit kommen Lagen bis zu einer Mächtigkeit von 20 mm vor. Die Mächtigkeit der Olivinlagen schwankt zwischen 1 mm und 35 mm. Die Chromitlagen sind meist gleichmäßig in ihrer Mächtigkeit und nur vereinzelt leicht linsenförmig verdickt. Irgendwelche lineare Richtungen ließen sich am vorliegenden Material nicht erkennen.

Diese Bänderung steht im Bereiche der Grube Yilderim (Topuk) senkrecht, in anderen Bereichen um Topuk senkrecht bis 60° geneigt. Diese Chromit-Olivinbänder sind heute noch in der Lage in

der sie erstarrt sind, sie sind also nicht nachträglich steilgestellt worden (briefliche Angabe *A. Helke*).

Die Untersuchung des Olivingefüges wurde in einem Schliff senkrecht zu jenem durch Chromit gegebenen s (s_{chr}) durchgeführt.

Bei der Einmessung des Olivingefüges wurde unterschieden zwischen dem Olivingefüge in den ganz oder nahezu ganz von Chromit freien Olivinlagen („Olivin in Olivin"-Gefüge) und dem Olivingefüge, das in den Chromitlagen in den Zwickeln zwischen den einzelnen Chromitkörnern vorkommt.

Eingemessen wurde an allen Körnern α, β und γ bzw. aus zwei gemessenen optischen Richtungen die dritte konstruktiv ermittelt, was bei rhombischen Mineralien zu einer eindeutigen, raumgittermäßigen Festlegung des ganzen Kornes führt.

Die Untersuchungen hinsichtlich Gefügetracht der Olivinkörner erfolgte in drei aufeinander senkrecht stehenden Schliffen, die auf Grund der Gefügeeinmessungen senkrecht zu den optischen Bezugsrichtungen gelegt wurden, mithin also auch senkrecht zu den entsprechenden kristallographischen Richtungen liegen.

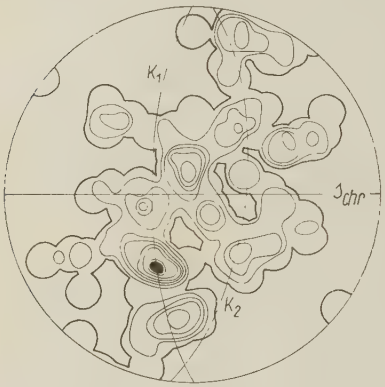
„Olivin in Olivin"-Gefüge. Im Schliff $\perp a_0$ (γ) vorwiegend mehr oder weniger rechteckige, seltener quadratische Kornquerschnitte manchmal mit abgeschrägten Ecken daneben aber auch vollkommen unregelmäßige Kornquerschnitte. Die oblongen Kornquerschnitte sind gelängt nach [001]. Im Schliff $\perp$ b (α) sind ausgesprochen oblonge Kornquerschnitte mit dem längsten Korndurchmesser in [001], im Schliff $\perp c_0$ (β) sind neben reichlich oblongen Querschnitten auch mehr unregelmäßige Kornquerschnitte gegeben. Die längsten Korndurchmesser liegen hier // [010]. Der mittlere Korndurchmesser aus einer größeren Zahl der Kornquerschnitte errechnet beträgt // [001] 1·45 mm, // [010] 0·88 mm und // [100] 0·67 mm.

Die Gefügetracht der Olivine im „Olivin in Olivin"-Gefüge ist also vorwiegend tafelig nach (100), aber mit einer deutlichen Längserstreckung nach [001].

Die Konturen der einzelnen Olivinkörner sind teils geradlinig (Begrenzung durch Flächen aus der Zone [001]), teils aber auch unregelmäßig. Deutlich ist immer die Spaltbarkeit nach (010), während die Spaltbarkeiten nach (001) und (100) wenig in Erscheinung treten. Neben diesen Spaltrissen sind aber alle Olivinkörner von zahlreichen, unregelmäßigen Rissen durchzogen, auf denen, gleich wie an den Spaltrissen, Serpentinbildung einsetzt.

Auffallend an vielen Olivinkörnern ist die schon von *Becke* (Lit. 3), *Mügge* (Lit. 11) und anderen beschriebene und unter gekreuzten Nikol zu beobachtende Felderteilung. Die Begrenzungen der einzelnen Felder sind geradlinig und mehr oder weniger parallel.

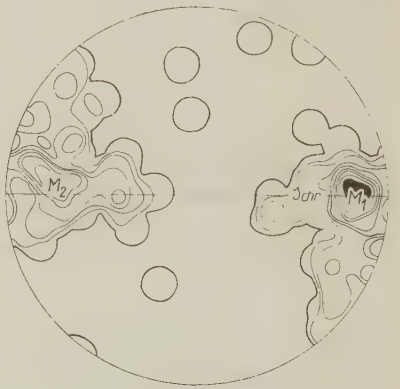
zum Teil laufen sie aber auch keilförmig nach einer Richtung zusammen. Neben diesen Feldern, deren Breite verschieden ist und die jedes für sich im großen und ganzen ziemlich gleichzeitig auslöschen, mit oft sprunghafter Änderung der Auslöschungsrichtungen von Feld zu Feld, kommen in einzelnen Olivinkörnern feine Lamellierungen vor. Aber auch eine mehr stetig wandernde Auslöschung ist zu beobachten. Diese Felderteilung und undulöse Auslöschung ist ähnlich der, wie sie *J. Frechen* in Lit. 4 eingehend an Olivinen verschiedener Herkunft beschreibt. Die Grenzen der Felder laufen, wie *Becke, Mügge* und *Frechen* angeben und wie es durch Einmessungen an diesen Duniten bestätigt wird // (100). Im übrigen sei auf die Arbeit von *J. Frechen* (Lit. 4) verwiesen.



D 1. „Olivin in Olivin"-Gefüge, gebänderter Chromit-Dunit, Bursa, $\perp$ Schr, 100 α (b_0); K_1 und K_2 Großkreise zu Maximum M_1 und Maximum M_2 (Diagramm D 3); 9-8-7-6-5-4-3-2-1, %

Die Gefügeeinmessungen am Olivin erfolgten an einem Schliff

D 2. „Olivin in Olivin"-Gefüge, gebänderter Chromit-Dunit, Bursa, $\perp$ Schr, 100 β (c_0); K_1 und K_2 Großkreise zu Maximum M_1 und Maximum M_2 (Diagramm D 3); 12-9-8-7-6-5-4-3-2-1, %



D 3. „Olivin in Olivin"-Gefüge, gebänderter Chromit-Dunst. Bursa, $\perp$ Schr, 100 γ (a_0); 14-9-7-6-5-4-3-2-1, 0%

senkrecht zum Chromit s (s_{chr}). Die Diagramme D 1, D 2 und D 3 zeigen die Lagen von α (D 1), β (D 2) und γ (D 3) von 100 eingemessenen Olivinkörnern aus dem „Olivin in Olivin"-Gefüge. Am besten geregelt ist γ (a_0) (Diagramm D 3). Auffallend an diesem Diagramm

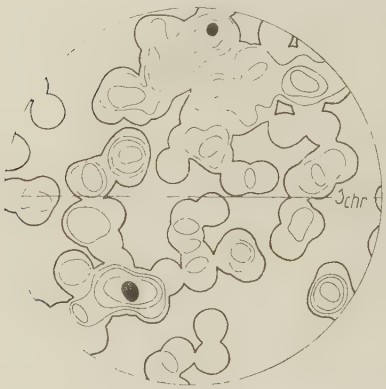
sind die zwei in Ebene s_{chr} nahe der Peripherie symmetrisch zum Mittelpunkt des Diagramms gelegenen, ungleich stark besetzten Maxima M_1 und M_2 in einem Abstand von 47° voneinander. Beide Maxima zeigen Ausweitungen in Ebene s_{chr} gegen den Mittelpunkt des Diagramms hin und dann auch Ausweitungen $\perp s_{chr}$. Diese Ausweitungen in Ebene $\perp s_{chr}$ liegen aber beim einen Maximum mehr nach der einen Seite, beim anderen Maximum mehr nach der anderen Seite.

Zeichnet man nun zu den beiden Hauptmaxima M_1 und M_2 des Diagrammes D 3 die entsprechenden Großkreise K_1 und K_2, so müßten bei völliger Rotationsfreiheit der Olivinkörner um γ (a_0), α (b_0) und β (c_0) diese Großkreise gleichmäßig besetzen. Diagramm D 1 und Diagramm D 2 zeigen, daß dies nicht der Fall ist und daß nur Teile dieser Großkreise mit Polen von α (Diagramm D 1) und β (Diagramm D 2) besetzt sind.

Aus diesen Diagrammen D 1 bis D 3 ergibt sich also für die Olivine eine vorwiegende Einstellung von γ (a_0) in s_{chr} mit zwei bevorzugten Lagen von γ in s_{chr} (Maxima M_1 und M_2), die in bezug auf eine durch den Mittelpunkt des Diagramms D 3 und senkrecht auf s_{chr} gelegte Ebene symmetrische Anordnung zeigen (abgesehen von der verschiedenen Besetzungsdichte) und mit nur geringer Asymmetrie durch einseitige Abweichungen von γ aus der Ebene s_{chr}: mithin steht also die an diesen Olivinen bestentwickelte Fläche (100) vorwiegend $\perp s_{chr}$. Abweichungen davon gehen in einzelnen Fällen bis zu 45° schief zu s_{chr}. β (c_0) steht aber nicht $\perp s_{chr}$ (nur in einzelnen Fällen), sondern weicht auf den zu den beiden Maxima M_1 und M_2 des Diagramms D 3 zugehörigen Großkreisen K_1 und K_2 mit 10 bis 55°, im Maximum aber mit 30° aus der Einstellung $\beta \perp s_{chr}$ ab, wobei die Abweichungen mehr einseitig sind. Die Lage von α (b_0) auf den Großkreisen zu M_1 und M_2 ist aus den Lagen von γ (a_0) und β (c_0) geometrisch mitbedingt; α (b_0) liegt vorwiegend 10 bis 30°, mit dem Hauptmaximum bei 30° in einzelnen Fällen bis zu 55° abweichend aus s_{chr} mit deutlicher Asymmetrie.

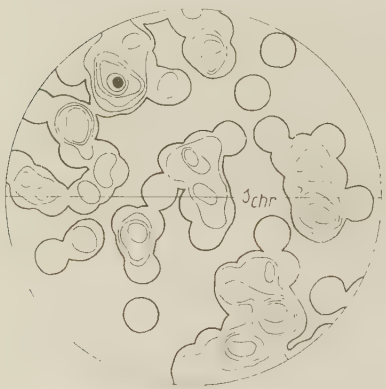
Auffallend am Diagramm D 3 ist die symmetrische Anordnung jener beiden in s_{chr} und gegen die Peripherie zu gelegenen Hauptmaxima M_1 und M_2 im Abstand von rund 47° voneinander, was möglicherweise auf ein Gefüge aus Zwillingen hinweist mit Zwillingen aus der Zone [001]. Zwillinge aus der Zone [001] des Olivins sind beschrieben nach (110) und (120) und beide an Gesteinsgefügen bereits nachgewiesen (siehe S. 22). Bei Zwillingsbildung nach (110) ist $a_1 \wedge a_2 = 49° 57'$, bei Zwillingsbildung nach (120) ist $a_1 \wedge a_2 = 85° 56'$.

Es ist also eine gute Übereinstimmung zwischen den an Zwillingen nach (110) gegebenen Winkel von 49° 57′ zwischen a_1 und a_2 und jenem aus der Gefügeeinmessung gewonnenen Wert zwischen den beiden γ (a_0)-Maxima M_1 und M_2 mit einem Winkel um 47° gegeben. Es wurden daher in einem Schnitt ⊥ [001] (β) die Winkel zwischen a_1 und a_2 sich berührender Olivinkörner eingemessen und es ergaben sich dabei neben anderen Werten in einer größeren Zahl von Fällen Werte um 49°, was also auf das Vorhandensein von Zwillingen nach (110) in diesem Gefüge schließen läßt. Die Zwillingsebene (110) steht senkrecht auf s_{chr}.

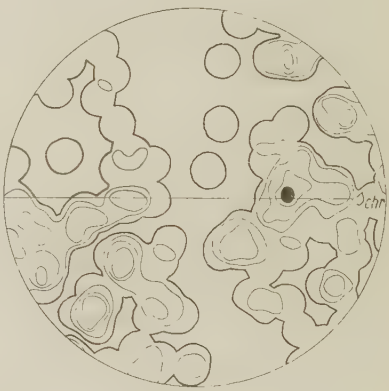


D 4. Olivin in den Zwickeln des Chromitgefüges, gebänderter Chromit-Dunit. Bursa. ⊥Schr; 100α (b_0); 6-5-4-3-2-1, 0%

Die Winkel mit denen die β (c_0)-Achsen vom Lot auf s_{chr} Diagramm D 2 abweichen, liegen zwischen 10 und 55°, im Maximum



D 5. Olivin in den Zwickeln des Chromitgefüges, gebänderter Chromit-Dunit, Bursa. ⊥Schr; 100β (c_0) 8-7-6-5-4-3-2-1, 0%



D 6. Olivin in den Zwickeln des Chromitgefüges, gebänderter Chromit-Dunit, Bursa. ⊥Schr; 100γ (a_0); 6-5-4-3-2-1, 0%

um 30°. Berechnet man nun die Winkel zwischen (001) und den Flächen aus der Zone [100], deren Pole auf den im Diagramm D 2 eingetragenen Großkreisen K_1 und K_2 zu M_1 und M_2 bei Rotation des Olivinkornes um [100] = a_0 zu liegen kommen, so ergeben sich folgende Werte ausgehend von einer angenommenen und in Diagramm D 2 nur in wenigen Fällen tatsächlich gegebenen Einstellung

von β (c_0) ⊥ s_{chr} für (011) ∧ (001) = 30° 23′ 31″ und für (021) ∧ (001) = 49° 33′. Es ist nun auffallend, daß gerade der Winkel von 30° im Diagramm D 2 besonders betont ist und daß andere Untermaxima nahe an diesen Wert herankommen. Es ist also die Möglichkeit nicht auszuschließen, daß diese Fläche (011) des Olivins, die an Olivinen als Kristallfläche deutlich entwickelt ist, // s_{chr} eingestellt ist. Die Lagen von α (b_0) sind dann geometrisch mitbedingt und im Diagramm D 3 durch entsprechende Maxima vertreten.

Olivingefüge zwischen den Chromitkörnern. Neben dem „Olivin in Olivin"-Gefüge außerhalb der Chromitlagen wurde noch das Olivingefüge eingemessen, das in den Chromitlagen liegt und die unregelmäßigen Zwickeln zwischen den einzelnen Chromitkörnern füllt.

Diese Olivinquerschnitte sind unregelmäßig und zeigen keine kristallographischen Begrenzungen. Auch an diesen Körnern ist in vielen Fällen eine Felderteilung oder undulöse Auslöschung // (100) deutlich.

Eingemessen wurden gleich wie beim „Olivin in Olivin"-Gefüge auch hier wieder 100 Körner [Diagramm D 4 (γ), D 5 (β) und D 6 (α)]. Vergleicht man Diagramm D 6 mit Diagramm D 3 so fehlen in D 6 die beiden Hauptmaxima M_1 und M_2 des Diagrammes D 3 vollkommen, während eine Reihe anderer Untermaxima zum Teil in s_{chr}, zum Teil ganz verschieden abweichend davon auftreten. Die Besetzung in D 6 ist also keine so einheitliche wie in D 3. Entsprechend der Vielzahl der Maxima in D 6 aber ohne Betonung eines Hauptmaximums sind auch die Anordnungen von β (Diagramm D 5) und α (Diagramm D 4) ganz unregelmäßige und lassen keine deutbare Anordnung in bezug auf s_{chr} erkennen.

Es besteht also zwischen der Gefügeregel der Olivinkörner außerhalb der Chromitlagen („Olivin in Olivin"-Gefüge) und der Regel der Olivinkörner in den Zwickeln des Chromitgefüges keine Vergleichbarkeit. Die Regel der Olivinkörner in den Zwickeln des Chromitgefüges ist deutlich gestreut.

Alpine Olivintektonite aus Nonsberg und Ultental.

Die ausführliche Beschreibung dieser Gesteine von *W. Hammer* (Lit. 8) wird durch einige gefügekundliche Angaben ergänzt.

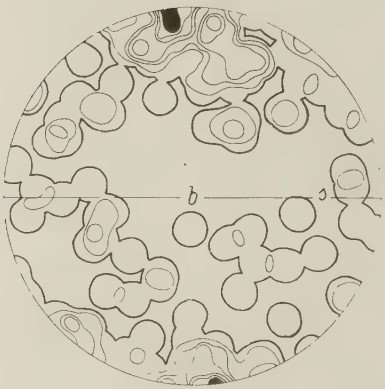
Puroxenolivinfels: Clozner-Loch, nördlich Proveis (Nonsberg).

Das Handstück zeigt ein deutliches s, auf s ist eine schwach sichtbare lineare Richtung b.

Die Gefügeeinmessungen wurden in einem Schliff $\perp$ b durchgeführt. Die Untersuchungen hinsichtlich Gefügetracht der Olivinkörner erfolgten in drei aufeinander senkrecht stehenden Schliffen ($\perp \alpha$, $\perp \beta$ und $\perp \gamma$).

D 7. Olivin, Clozner-Loch, $\perp$ b; 100 β (c_0); 8-7-6-5-4-3-2-1, 0%

Im Schliff $\perp \beta$ (c_0) sind die Olivinquerschnitte teils isometrisch (mittlerer Durchmesser 0·29 mm), teils aber auch deutlich gelängt // a des Gefüges mit einem Verhältnis vom längsten zu dem darauf senkrecht stehenden Durchmesser von 0·37 mm : 0·29 mm. Im Schliff $\perp \gamma$ (a_0) sind es fast ausschließlich // b des Gefüges gelängte Kornquerschnitte mit einem Verhältnis vom längsten zu dem darauf senkrecht stehenden Durchmesser von 0·54 mm : 0·30 mm. Im Schliff $\perp \alpha$ (b_0) sind die Kornquerschnitte schwach gelängt nach b



D 8. Olivin, Clozner-Loch, $\perp$ b; 100 β (b_0); 9-7-6-5-4-3-2-1, 0%

D 9. Olivin Clozner-Loch, $\perp$ b; 100 γ (a_0); 8-7-6-5-4-3-2-1, 0%

des Gefüges mit dem Verhältnis von 0·55 : 0·38 mm. Errechnet aus einer größeren Zahl von Messungen ergibt sich für ein Repräsentationskorn ein Verhältnis von

$$a_0(\gamma) : b_0(\alpha) : c_0(\beta) = 0{\cdot}37 \text{ mm} : 0{\cdot}30 \text{ mm} : 0{\cdot}55 \text{ mm}.$$

Die Gefügetracht dieser Olivine ist also statistisch deutlich stengelig nach [001] (β) und außerdem tafelig nach (010).

Die Kornkorturen dieser Olivine sind in allen drei Schlifflagen unregelmäßig, kristallographische Begrenzungen fehlen. Umwandlungserscheinungen fehlen an diesen Olivinen. $2V_\gamma$ liegt um 87°, was also einem Olivin mit 8 bis 10% Fayalit entspricht.

Die Gefügeeinmessungen ergaben für $\beta(c_0)$ (Diagramm D 7) eine Einstellung in s mit einer deutlichen, aber nicht geschlossenen Großkreisbesetzung // s (ab) und innerhalb dieser Großkreisbesetzung ein deutliches Maximum in b des Gefüges. Neben diesem Hauptmaximum in b treten innerhalb der Großkreisbesetzung // s (ab) mehrere Untermaxima auf mit Abständen von 35 und 50° beiderseits von b des Gefüges. Eine Einstellung von $\beta(c_0)$ der Olivine in a ist nicht vorhanden.

Das Diagramm D 8 der $\alpha(b_0)$-Achse der Olivine zeigt ein deutliches, peripheres Maximum ⊥ s (ab), während ein zweites, wesentlich schwächer besetztes Maximum vom Pol von s aus gerechnet mit 43° schief zu s (ab) liegt.

Im Diagramm D 9 der $\gamma(a_0)$-Achsen treten entsprechend der scharfen Einregelung von $\alpha(b_0)$ ⊥ s unter Einstellung von $\beta(c_0)$ // s mit Betonung eines Maximums in b des Gefüges periphere Maxima, aber mit einer deutlichen Ausweitung dieser Maxima // s des Gefüges auf. Auch Untermaxima in einer Ebene 43° schräg zu s, entsprechen dem anderen weniger stark besetzten Maximum des Diagramms D 8, ebenfalls mit einer deutlichen diamentralen Erstreckung.

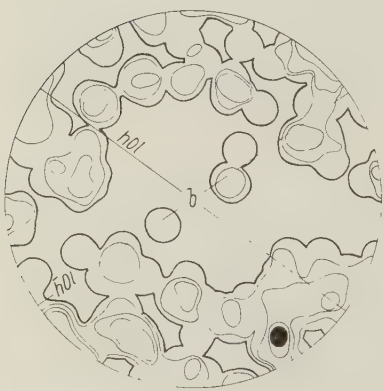
Für diese Olivine ergibt sich also eine deutliche Einstellung von (010) // s (ab) des Gefüges (Regel nach dem Kornfeinbau), die Einstellung von β (c_0) in b des Gefüges ist wohl betont (Regel nach der Korngestalt), zeigt aber deutliche Abweichungen in Ebene s (ab) mit Untermaxima in Abständen von 30° und 50° beiderseits b des Gefüges. Ob dem wesentlich schwächer besetzten Untermaximum des Diagramms D 8 eine Einstellung einer anderen Fläche aus der Prismenzone außer (010) in s (ab) entspricht, ist möglich, aber nicht mit Sicherheit zu entscheiden. In Frage käme die Fläche (120) mit (010) ∧ (120) = 42° 58′, was mit dem im Diagramm D 8 gegebenen Wert von 43° übereinstimmen würde. Eine andere Erklärungsmöglichkeit für dieses Maximum wäre ein weiteres schräg zum ersten s (ab) verlaufendes s, für das aber keine Anhaltspunkte gegeben sind, so daß also die Deutung dieses zweiten weniger stark betonten Maximums noch offen bleibt.

Pyroxenolivinfels: Seefelder-Alpe (Ultental).

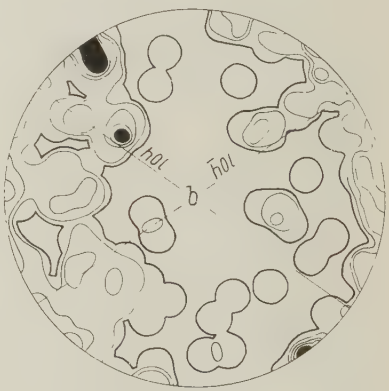
An einzelnen Handstücken ist eine deutliche lineare Richtung b durch Pyroxenzeilen gegeben. Im Schliff ⊥ b sind in vielen Fällen ausgesprochen insulare Anordnungen von Pyroxen- und Olivinkörnern gegeben, im Schliff // b liegen die Pyroxene und auch die Olivine in Zeilen, die oft durch den ganzen Schliffbereich hindurch zu verfolgen sind. Pyroxen- und Olivingefüge zeigen also eine deutliche b-achsiale Anordnung.

D 10. Olivin, Seefelder-Alpe, ⊥ b; 100β (c_0); 7-5-4-3-2-1, 0%

Untersucht wurden drei aufeinander senkrecht stehende Schliffe (⊥ a, ⊥ b, ⊥ c des Gefüges). Bei der starken Serpentinisierung war es aber hier nicht möglich, Untersuchungen hinsichtlich der Gefügetracht durchzuführen, doch scheinen auch hier die Olivine deutlich stengelig



D 11. Olivin, Seefelder-Alpe, ⊥ b; 100γ (a_0) 6-5-4-3-2-1, 0%



D 12. Olivin, Seefelder-Alpe, ⊥ b; 100α (b_0); 8-5-4-3-2-1, 0%

nach b des Gefüges zu sein. 2 V_γ liegt auch hier wieder um 87°, was einem Gehalt von etwa 8 bis 10% Faylit entspricht. Die Gefügeeinmessungen an Olivinen wurden im Schnitt ⊥ b des Gefüges durchgeführt.

Das Diagramm D 10 zeigt eine Einstellung von β (c_0) der Olivine in b des Gefüges, wobei aber diese Einstellung keine ausgesprochen scharfe ist, sondern die β-(c_0)-Achsen bilden neben der Einstellung in b Besetzungen um b des Gefüges bei gleichen Abweichungen nach allen Richtungen hin, in Extremfällen bis zu 50° aus der Einstellung β // b des Gefüges. Periphere Besetzungen fehlen im Diagramm D 10 nahezu ganz.

Entsprechend der mehr oder weniger exakten Einstellung von β (c_0) in b des Gefüges müßte bei der zunächst möglichen Rotationsfreiheit der Olivine um b des Gefüges gleichmäßige Anordnungen von α (b_0) und γ (a_0) in peripheren Gürteln gegeben sein.

Das Diagramm D 11 der γ-(a_0)-Achsen zeigt nun eine Andeutung eines derartigen peripheren Gürtels [(ac)-Gürtel], aber nicht geschlossen, sondern unterbrochen und mit einzelnen Untermaxima innerhalb dieses (ac)-Gürtels. Deutlich heben sich in diesem Gürtel neben schwächer besetzten Untermaxima zwei Gruppen peripher gelegener, stärker besetzter Untermaxima heraus im Abstand von 80° voneinander. Deutlich ist auch ein im Diagramm D 11 horizontal verlaufende Unterbesetzung die diesen Gürtel ⊥ b beiderseits unterbricht.

Vergleicht man Diagramm D 11 mit Diagramm D 12 der α (b_0)-Achsen der Olivine, so ergibt sich schon geometrisch bedingt eine ähnliche nicht lückenlose Besetzung ⊥ b, auch hier wieder mit zwei Gruppen von deutlich betonten Untermaxima und einer in diesem Fall im Diagramm von oben nach unten verlaufenden Unterbesetzung.

Nimmt man nun, wie durch eine Reihe von Beispielen belegt (Lit. 1, 19), und wie auch im vorhin beschriebenen Beispiel als gegeben angenommen wurde, eine Einstellung der Olivine mit (010) in s-Flächen des Gefüges an, so würden die in den Diagrammen D 11 und D 12 auftretenden Maximagruppen zwei Scharen von s-Flächen entsprechen, die miteinander einen Winkel von 80° einschließen. b ist dann die Schnittgerade dieser beiden Scherflächenscharen nach hol und $\bar{h}ol$.

Diese aus dem Diagramm D 11 ablesbaren Scherflächenscharen nach hol und $\bar{h}ol$ scheinen im Schliff ⊥ b als stark serpentinisierte und zum Teil mit Erz belegte Fugenscharen auf, die sich oft auf größere Erstreckung hin durch verschieden orientierte Olivinkörner verfolgen lassen.

Zusammenfassung und genetische Deutung.

Die Olivine aus dem gebänderten Chromitdunit von Bursa zeigen eine bei einer nach [001] ausgesprochen stengeligen und nach (100) tafeligen Gefügetracht bisher an Olivingefügen nicht beobachtete Einstellung von γ (a_0) in s_{chr} mit zwei, in bezug auf den Mittelpunkt des Diagramms symmetrisch zueinander gelegenen Maxima im Abstand von 47° voneinander. β (c_0) steht nur vereinzelt $\perp s_{chr}$, vorwiegend aber mit 30° abweichend vom Pol von s_{chr}. Möglicherweise entspricht dies einer Einstellung von (011) des Olivins in s_{chr}. Die an diesen Olivinen bestentwickelte Fläche (100) steht vorwiegend $\perp s_{chr}$.

Die Beteiligung von Zwillingen nach (110) an diesem Gefüge ist wahrscheinlich, da der Winkel der beiden γ (a_0)-Maxima gut übereinstimmt mit dem Winkel zwischen a_1 und a_2 von Olivinzwillingen nach (110). Messungen zwischen a_1 und a_2 sich berührender Körner des Olivingefüges ergaben in vielen Fällen Winkel um 49°.

Deutlich ist an allen Olivinen Felderteilung und undulöse Auslöschung, was auf eine postkristalline Beanspruchung hinweist, die aber im vorliegenden Fall scheinbar keine wahrnehmbare Änderung der Gefügeregel verursacht hat.

Was die Entstehung dieser Olivinregel im gebänderten Dunit anlangt, so scheidet Entstehung nach dem Prinzip der Gravitationsdifferentiation aus, da diese Bänderung in der Natur senkrecht oder nahezu senkrecht steht und nach *A. Helke* (briefliche Mitteilung) diese vertikale Anordnung primär ist und keiner nachträglichen tektonischen Steilstellung ursprünglich horizontaler Bänder entspricht. Auch könnte durch Einkippen absinkender Olivine der oben definierten Gestalt nur die nicht vorhandene Regel (100) // s_{chr} entstehen, nicht aber die vorhandene Regel β (c_0) 30° abweichend vom Pol von s_{chr}.

Für eine Deutung dieses Gefüges als Anlagerungsgefüge spricht auch die Tatsache, daß das „Olivin in Olivin"-Gefüge geregelt ist, während das Olivingefüge in den Zwickeln des Chromitgefüges keine deutbare Regelung zeigt. Bei mechanischer Beanspruchung müßten wohl beide Olivinteilgefüge gleiche oder annähernd gleiche Regelung zeigen, was hier nicht der Fall ist. An deutlich mechanisch deformierten Olivingefügen aus gebänderten und ungebänderten Chromitduniten und Peridotiten ist eine Regelung von (010) // Bänderung bzw. Gesteinsspaltbarkeit und fallweise auch Einregelung von [001]

in b des Gefüges beschrieben (Lit. 19) bei nach (010) tafeliger und [001] stengeliger Gefügetracht, in einem Fall (Lit. 12) Einregelung von nach (001) tafeligen Olivinen mit (001) in Scherflächenscharen 50^0 schräg zum s_{chr}.

Für das Olivingefüge der Tektonite von Clozner Loch (Nonsberg) ergab sich bei einer statistisch vorwiegend nach [001] stengeligen und (010) tafeligen Gefügetracht der Olivinkörner eine deutliche Regel nach der Korngestalt (vielleicht auch Regelung nach der Korngestalt) mit [001] in und um b des Gefüges und einer Regel (vielleicht auch Regelung) nach dem Kornfeinbau mit Einstellung von (010) in s (ab) des Gefüges. Eine Einstellung von (120) in s ist möglicherweise vorhanden.

Für das Olivingefüge der Tektonite von der Seefelder Alpe (Ultental) ist bei ausgesprochener Stengelform der Olivine nach [001] eine Einregelung von (010) in zwei Scharen von Scherflächen mit hol $\wedge$ hol $= 80^0$ wahrscheinlich. Das Hauptmaximum von [001] liegt in b des Gefüges mit Andeutung einer Großkreisbesetzung $\parallel$ s (ab).

Diese beiden Olivingefüge zeigen neben der immer deutlichen Einstellung der Stengelachse [001] in b des Gefüges noch eine davon abweichende Einstellung um b (Clozner Loch) bzw. in s (ab) (Seefelder Alpe) mit Winkel um 30 und 50^0 von b des Gefüges abweichend. Ähnliche Einstellungen stengeliger Minerale mit ihrer Stengelachse vorwiegend in b des Gefüges und einzelnen Untermaxima um b oder in Ebene (ab) sind an Hornblende, Epidot, Klinozoisit, Rutil und Turmalin bereits beschrieben und in Lit. 10 in Übersicht gebracht.

(010) ist die an Olivinen dichtest besetzte Netzebene, die Durchbewegungsrichtung a fällt mit [100] des Olivins zusammen, was mit dem von *F. J. Turner* (Lit. 19) und *J. Frechen* (Lit. 4) angegebenen Translationsmechanismus an Olivinen übereinstimmt.

Der für diese beiden Olivingesteine von *W. Hammer* (Lit. 8) angenommene Tektonitcharakter wird durch diese Gefügeeinmessungen bestätigt. Beim Olivingefüge von Clozner Loch ist mehr das s des Gefüges in der Olivinregel betont [S-Tektonit, nur Andeutung einer Gürtelbildung der (010)-Pole $\perp$ s, $\perp$ b], während beim Olivingefüge von der Seefelder Alpe eine deutliche Gürtelbildung der (010)-Pole $\perp$ b des Gefüges gegeben ist (B-Tektonit).

Die folgende Tabelle zeigt als Abschluß in Übersicht alle bisher an Olivingefügen gefundenen Regeln.

Gestein	Ort	Gefügetracht		Regel		Bearbeiter
		tafelig nach	stengelig nach	in b	in s	
Pyroxenolivinfels	Seefelder-Alpe (Ultental)				(010) ‖ s	Andreatta L1
Pyroxenolivinfels	Ilmenspitz (Ultental)				(010) ‖ s	Andreatta L1
Olivinschiefer	Sunmöre (Norwegen)				(010) ‖ s	Ernst L6
Olivinschiefer	Westberg, Dreiser Weiher, Hirzstein, Hoher Hagen, Naurod (Westdeutschland)				Gürtel von (010) Polen ⊥ s	Ernst L6
Olivingesteine, spaltbar	Rum und Skye (Schottland)				(010) ‖ Gesteinsspaltbarkeit, Tendenz von (010) Polen zur Gürtelbildung. (010) zeigt Orientierung in Gesteinsspaltbarkeit	Phillips L13
Dunit, mylonitisiert	St. Pauls Rocks				(010) ‖ s	Tilley L17
Dunit, mylonitisiert	Milford Sound (Neu-Seeland)				ungeregelt	Turner L19
Steinmeteorit	Chassigny				ungeregelt	Ernst L6
basaltische Gänge	Schottland				ungeregelt	Turner L19
gebänd. Chromit-Dunit	Dun Mt. (Neu-Seeland)				(010) ‖ Bänderung	Turner L19
gebänd. Chromit-Dunit	Skye (Schottland)	(010)	[001]		(010) ‖ Bänderung	Turner L19
gebänderter Peridotit	Rum (Schottland)	(010)	[001]	[001] in b	(010) ‖ Bänderung	Turner L19
ungebänderter Dunit (spaltbar)	Skye (Schottland)				(010) ‖ Gesteinsspaltbarkeit. Schwache Orientierung von (010) in Gesteinsspaltbarkeit	Turner L19

ungebänderter Dunit (spaltbar)	Dun Mt. (Neu-Seeland)				(001) ∥ Gesteinsspaltbarkeit. [100] geregelt in Gesteinsspaltbarkeit	Turner L19
massige Dunitgänge						
Basaltknollen, vulkan. Breccien	Neu-Seeland				(010) ∥ s mit Tendenz zur Gürtelbildung	Turner L19
					Parallelismus von (010) (Handstücke ohne s und Lineare). Andeutung einer gewissen Orientierung von (010) in s	Turner L19
gebänderter Chromit-Dunit	Anghida (Griechenland)	(001)				
gebänderter Chromit-Dunit	Bursa (Kleinasien)	(100)	[001]		(001) in Scherflächen schräg (ca. 50°) zur Chromitbänderung	Paulitsch L12
					γ (a_0) in s (Bänderung) mit $a_1 \wedge a_2 = 47°$; (100) vorwiegend $\perp$ s [001] mit 30° abweichend vom Lot auf s, Einstellung von (011) in s; Gefüge aus Zwillingen nach (110)	Ladurner
Pyroxenolivinfels	Clozner-Loch (Nonsberg)	(010)	[001]	[001] in b mit Ausweitung der Besetzung ∥ s, Untermaxima 30° und 50° von b entfernt in s	(010) ∥ s (120) in s (?)	Ladurner
Pyroxenolivinfels	Seefelder-Alpe (Ultental)		[001]	[001] in und um b	(010) in h0l und $\bar{h}$0l h0l $\wedge$ $\bar{h}$0l = 80°	Ladurner

Anmerkung: Für das in Lit. 7, S. 36 angegebene schematische Diagramm Fig. 2—50 von nichtgebänderten, massigen Duniten von South Westland und Dun Mt. (Neuseeland) ist wegen zu geringer Angaben eine Auswertung nicht möglich.

Literatur.

1. *Andreatta, C.*, Analisi strutturali di rocce metamorfiche, V. Olivinite. Periodico di Mineralogia, Roma, 1934. — 2. *Andreatta, C.*, La regola di orientazione dei cristalli di Olivina nelle tettoniti. Rendiconti delle Società Mineralogica Italiana, 3. Jg., Pavia, 1946. — 3. *Becke, F.*, Olivinfels und Antigorit-Serpentin aus dem Stubachtal (Hohe Tauern). Tscherm. Mineralog.-petrogr. Mitt., 14, 1895. — 4. *Chudoba, K. F., J. Frechen*, Über die plastische Verformung von Olivin. N. Jahrb. f. Mineralogie, Abhandlungen 81, 1950. — 5, Doss, B., Die basaltischen Laven und Tuffe der Prov. Haurân und von Diret et Tulul in Syrien. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. 7 1886. — 6. *Ernst, Th.*, Olivinknollen der Basalte als Bruchstücke alter Olivinfelse. Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen, 1935. — 7. *Fairbairn, H. W.*, Structural petrology of deformed rocks. Addison-Wesley Press. Inc., Cambridge, Mass., 1949. — 8. *Hammer, W.*, Olivingesteine aus dem Nonsberg, Sulzberg und Ultental. Zeitschr. f. Naturwissenschaft, Bd. 72, Stuttgart, 1899. — 9. *Kalkowsky, E.*, Über Olivinzwillinge in Gesteinen. Zeitschrift f. Kristallographie, 10, 1885. — 10. *Ladurner, J.*, Beiträge zur Typisierung von Falten. III. Heteroachs geregelte Turmalinfalte, Jb. d. Geol. Bundesanstalt. Wien, 1954. — 11. *Mügge, O.*, Über Translatationen und verwandte Erscheinungen. N. Jahrb. f. Mineralogie, I, 1898. — 12. *Paulitsch, P.*, Olivinkornregelung und Genese des chromitführenden Dunits von Anghida auf der Chalkidike. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. Bd. 3, Wien, 1953. — 13. *Phillips, F. C.*, Mineral Orientation in olivinrich rocks. Geol. Mag., 74, 1938. (Ref. in *H. W. Fairbairn*, Lit. 7). — 14. *Rinne, F.*, Über Olivin und Plagioklassklette. Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Paläontol. II, 1891. — 15. *Sander, B.*, Über einige Glimmergefüge, Notizblatt der Hessischen Geologischen Landesanstalt, 5. Folge, H. 10, Darmstadt, 1927. — 16. *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, II. Teil: Die Korngefüge. Springer-Verlag, Wien und Innsbruck, 1950. — 17. *Tilley, C. E.*, The dunite-mylonite of St. Pauls Rocks (Atlantic). Americ. Journ. of sciences, 245, 1947 (Ref. in *H. W. Fairbairn*, Lit. 7). — 18. *Tröger, W. E.*, Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1952. — 19. *Turner, F. J.*, Prefered orientation of olivine crystals in peridotites. Trans. Roy. Soc. New Zealand, 72, 1942. (Ref. in *H. W. Fairbairn*, Lit. 7).

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien.

Der Gabbro von Elsenreith im niederösterreichischen Waldviertel.

Von

Heinz Scharbert.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 20. Januar 1954.)

Im September 1953 sammelte ich das Material für die optische und chemische Untersuchung des Elsenreither Gabbros. Herrn Prof. *A. Köhler* verdanke ich die Anregung zu dieser kleinen Studie, für deren Ausbreitung besonders die Beschreibungen der Gabbros von Nonndorf, Kurlupp und Stallek durch Herrn Prof. *L. Waldmann* (Lit. 4, 12), mit dem ich persönlich sprechen konnte, für mich von Bedeutung waren, da durch Vergleiche mit diesem Vorkommen die schon früher ausgesprochene Vermutung bestärkt wurde, daß sich die einzelnen Gabbrointrusionen auf ein gemeinsames Stammagma zurückführen lassen.

Der Gabbro von Elsenreith ist einer jener kleinen Gabbrokörper, die in dem mächtigen Zug von Ader-, Schiefer- und Cordieritgneisen liegen, der im E vom Gföhler Gneis und im W vom Weinsberger Granit begrenzt wird. Zahlreiche Marmor- und Amphibolitzüge, Kalksilikatfelse und Augitgneise tragen wesentlich zur Mannigfaltigkeit dieser Zone bei.

Bisher wurden aus der Gegend von Elsenreith nur von *Becke* einzelne Gabbrotypen beschrieben, die er bei Kottes fand (Lit. 2). Der Gabbro von Elsenreith jedoch ist bis jetzt noch nicht näher untersucht worden. *Köhler* (Lit. 6) erwähnt das Gestein im Abschnitt über Gabbro-Amphibolit.

An der Straße, die den Berg zwischen Mühldorf bei Spitz a. d. Donau und Elsenreith in Serpentinen überwindet, findet sich an der letzten Kehre unmittelbar am N-Hang der Kote 813 („Auf der Feierin") ein aufgelassener, schon stark überwucherter Steinbruch, in dem der Gabbro zur Straßenschotterung gebrochen wurde. Der Gabbrokörper ist linsenförmig und geht über verschiedene, wunderbar zu verfolgende Zwischenstadien in flasrige und dünnschiefrige

Amphibolite über, die auf dem Höhenrücken im Walde bis gegen Elsenreith noch als Lesesteine zu verfolgen sind.

Die Biotit- und Augitgneise, die den Gabbro begleiten, wechseln oft im Meterbereich und streichen an dieser Stelle N 35 E und fallen 30 SE. Die Augitgneise, die den Amphibolit unmittelbar überlagern, sind Gesteine von grünlichweißem Gesamtaussehen, sind nicht geschiefert und ziemlich feinkörnig. Unter dem Mikroskop zeigen sie granoblastische Struktur in Form von gleichmäßig großen Individuen von Quarz und Plagioklas, etwas Kalifeldspat und reichlich Augit. Glimmer und Granat fehlen. Etwas Skapolith tritt in den Gesteinsverband ein. Quarz und die Feldspatmineralien sind gerundet, der Augit zeigt manchmal Andeutungen von kristallographischen Umrissen, meist aber schiebt er sich zwischen die anderen Gemengteile. Er ist im durchfallenden Lichte zartgrün, ohne Pleochroismus, $n_\gamma/c = 39^0$, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0246$, opt. +. Plagioklas zeigt meist Verzwillingung nach dem Albit- und Periklin-, seltener Karlsbader-Gesetz, die Lamellen sind nie verbogen, laufen jedoch oft nicht durch das ganze Individuum durch. In Schnitten der „symmetrischen Zone" und $\perp$ MP wurden An-Gehalte von 38 bis 46% gemessen. Viele Plagioklase zeigen Trübung durch zentrale,submikroskopische Einschlüsse.

Die mit diesem Gestein wechsellagernden Biotitgneise haben ebenfalls granoblastische Struktur. Quarz (schwach undulös), Biotit (γ = dunkelbraun, α = sepia, fast einachsig, opt. —) sind in gleichen Mengen vorhanden. Dazu tritt verzwillingter Plagioklas (um 40% An), vereinzelt Kalifeldspat und eine aktinolithische Hornblende. In diesem Gestein wiederum eingelagert finden sich schmale Partien von Augit bei zurücktretendem bis verschwindendem Biotit, so daß der Wechsel zwischen den beiden Gesteinsvarietäten bis in den mikroskopischen Bereich hinein offenbar wird.

Der Gabbro.

Er ist ein schwarzgraues, grobkörniges Gestein, in dem bei näherem Zusehen dunkelgrüne Flecken zu beobachten sind. Die Plagioklase sind dunkelgrau, oft mit schwach rötlichem Stich und ihre Anordnung nähert sich manchmal der ophitischen Struktur. Pyroxenspaltflächen blitzen auf und Erz (vornehmlich Titaneisen), in dessen Nähe meist der Biotit zu finden ist, ist ziemlich gleichmäßig über das Gestein verteilt.

a) Physiographie der Gemengteile.

Im Dünnschliff erweist sich der Gabbro als durchaus richtungslos struiert, sehr grobkörnig und an manchen Stellen ophitisch.

Der *Plagioklas* bildet große, leistenförmige und gelegentlich auch tafelige Kristalle mit zeitweiliger Idiomorphie. Mitunter sind die Kanten gerundet. Andeutungen von ophitischem Strukturcharakter können teilweise wahrgenommen werden. Der stets verzwillingte Plagioklas tritt in Stöcken nach dem Albit-, dem Karlsbader-, dem Albit-Karlsbader- und dem Periklin-Gesetz auf, wozu in manchen Fällen Zonarbau hinzukommt. Der Plagioklas ist ein Bytownit und reicht in der Hülle der zonar gebauten bis zum sauren Labrador, auch wurde basischer Andesin beobachtet. Die Verwachsungsebene bei Albit- und Karlsbader-Gesetz ist (010). Durch Messung der Auslöschungsschiefen in Doppelzwillingen wurden im Mittel folgende Werte gefunden:

Kern: 1: $\alpha'/M = 32^0$, 2: $\alpha'/M = 6^0$ 75% An.
Hülle: 1: $\alpha'/M = 28^0$, 2: $\alpha'/M = 11^0$ 53—54% An (Abweichungen bis 48%).

Andere Messungen wurden mittels des Fedorowtisches durchgeführt. Gerade im Bytownit-Anorthitbereiche liefert die Messung des Achsenwinkels für die An-Gehaltsbestimmung keine genauen Resultate. Aus diesem Grunde wurde auf die Bestimmung des An-Gehaltes durch Messung der maximalen Auslöschung $\perp$ (010) zurückgegriffen. Die Messungen ergaben im Durchschnitt 74% An, bei einer maximalen Auslöschung von $+ 42^0$.An Individuen mit weniger dichter Albitlamellierung ergaben Messungen des Winkels der Mittellinien:

$\alpha\alpha' = 128^0$ 75% An, $\gamma\gamma' = 82^0$ 75% An, $2\,V_\gamma = 94^0$ 73% An.

Ein zonarer, nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingter Plagioklas mit wenig Albitlamellen gab folgende Werte:

Kern: $\gamma_1\,\gamma_2 = 66^0$ 75% An, $2\,V_\gamma = 95^0$ 74% An.
Hülle: $\alpha_1\,\alpha_2 = 99^0\,54$% An, $\gamma_1\,\gamma_2 = 51^0\,55$% An, $2\,V_\gamma = 74{\cdot}5^0\,54$% An.

Auch *Hackl* und *Waldmann* geben für die Plagioklase des Gabbros von Nonndorf Bytownitkerne und Labrador- bis Andesinhüllen an (Lit. 4).

Mit der noch zu besprechenden Uralitisierung der Diallage geht eine Anhäufung von Zersetzungseinschlüssen in den Plagioklasen Hand in Hand, die in dem frischen Gabbro nur als kleine Flecken und schmale Schnüre in dessen Plagioklasen zu finden sind. Die Substanz scheint aus Kalzit und Serizit zu bestehen, Zoisit fehlt.

Der *Diallag* ist der Menge nach dem Plagioklas ungefähr gleichwertig, an mehreren Stellen jedoch überwiegt der Feldspat weit den Diallag. Dieser tritt in den Räumen zwischen den Bytowniten auf und ist viel weniger idiomorph als diese. Die Durchschnitte sind manchmal farblos, manchmal bräunlich (was von submikroskopischen

Erzeinschlüssen herrührt) und selten schwach pleochroitisch. Absonderung nach (100), sowie orientierte Erzeinschlüsse sind charakteristisch. Manche Diallage sind von den dunklen, submikroskopischen Einschlüssen ganz getrübt, $n_\gamma/c = 40{\cdot}5^0$; $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0247$; $\beta - \alpha = 0{\cdot}0158$; $2V_\gamma = 60^0$; sehr starke Dispersion. $\varrho > v$. Regelmäßig sind die Individuen von mehr oder weniger breiten grünen Hornblendekränzen umgeben, die Umwandlungsprodukte der Diallage sind (Uralitisierung). Auch im Inneren wachsen Hornblendeschnüre. Diese Hornblendeaggregate bestehen zumeist aus kleinen Individuen. An jenen Stellen, wo die Kränze dicker sind und sich größere Hornblenden finden, laufen auch die Risse der ursprünglichen Diallage in diese hinein und auch die orientierten Einschlüsse können übernommen werden. Die Farben der Hornblenden sind blaß, der Pleochroismus schwach:

$\gamma' =$ bräunlichgrün, $\alpha' =$ grün, $n_\gamma/c = 15$—16^0, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}021$.

Vereinzelt wachsen kleine, rötlich durchscheinende Granaten an den Grenzen der Hornblendensäume gegen Plagioklas.

Rhombische Pyroxene sind selten. Sie zeigen im allgemeinen etwas kleinere Formen als die Diallage, wandeln sich randlich und von Rissen im Zentrum auch in Hornblende um. Orientierte Erzeinschlüsse sind allgemein. 2 V ist ziemlich groß, der optische Charakter negativ. Es dürfte sich um einen dem Bronzit nahestehenden Hypersthen handeln.

Recht zahlreich finden sich runde, auch elliptische Aggregate, die auf Grund ihrer Ähnlichkeit mit den Piliten aus den Pilitkersantiten *(Köhler,* Lit. 5), als Pseudomorphosen nach *Olivin* anzusprechen sind. Der Olivin war offenbar beim Zeitpunkt des Auskristallisierens der Plagioklase und Augite nicht mehr stabil. Im Zentrum dieser Pseudomorphosen finden wir teils feinstkörnigen, teils etwas gröberen Anthophyllit. Diese Partien sind oft durch Magneteisenausscheidungen getrübt. Ebenso treten größere Magnetitindividuen hinzu. Um dieses Zentrum legt sich ein Saum von monoklinen Hornblenden, deren Individuen gegen den Rand der Pseudomorphosen größer werden und radialstrahlig angeordnet sind, jedoch hauptsächlich nur dort, wo die Gebilde unmittelbar an Plagioklas stoßen. Die Hornblenden dieser Säume haben andere Eigenschaften als die durch Uralitisierung aus den Diallagen hervorgegangenen. $\gamma' =$ blaßbläulichgrün, $\alpha' =$ farblos, $n_\gamma/c = 21^0$, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}021$. Diese Säume sind oft durch schmale, wirr gelagerte Anthophyllitnadeln unterbrochen und ein stellenweise recht starkes Granatwachstum macht sich bemerkbar. Manchmal liegen Granatschnüre den Umrissen der Knollen parallel. Gelegentlich sind Biotite (ohne pleochroitische

Höfe, im allgemeinen etwas blasser als die im folgenden Erwähnten) eingeschaltet.

Bei den Erzen ist in erster Linie *Ilmenit* zu nennen. Er bildet meist große Aggregate, sowohl von der typischen Skelettstruktur, als auch zusammenhängende größere Flecken. In den überwiegenden Fällen ist er in Leukoxen umgewandelt, wodurch die lamellare Verwachsung mit Magnetit sehr gut hervortritt. Bemerkenswert ist die schon mfA zu beobachtende Verwachsung mit Biotit, wobei dieser meist den Ilmenit umwächst. Er ist stärker pleochroitisch als der oben erwähnte (γ = tiefbraun, oft mit violettem Stich [Titan], α = hellgelbbraun, pleochroitische Höfe, viele Apatiteinschlüsse). Er geht randlich gerne in parallelachsig verwachsenen, blaß gefärbten Chlorit über. Gern sind die Ilmenit-Biotitverwachsungen von grüner Hornblende durchsetzt und umgeben. Wo Ilmenit an Plagioklas grenzt, trennt beide Gemengteile ein mehr oder weniger breiter Granatsaum, wobei festgestellt werden konnte, daß der Granat Ca teilweise aus dem Plagioklas bezogen haben muß, da dieser an vielen Grenzen gegen Granat einen deutlich schwächer lichtbrechenden Saum führt. Auch die Albitlamellen keilen oft vor diesem Saum aus. Die An-Gehaltsbestimmung war wegen fehlender Bezugstraßen leider nicht möglich, es muß sich aber um Andesin handeln.

Manchmal tritt *Magnetkies* auf, auch kommt *Magnetit* allein vor, sehr selten ist ein grüner *Spinell*, der gegen Plagioklas auch einen Granatsaum hat. Apatit ist fast immer anzutreffen.

Als spätere Kristallisation in bezug auf die Hauptgemengteile können kleine Nester gelten, ähnlich den von *Waldmann* (Lit. 4) beschriebenen miarolithischen Räumen. Hier finden wir Na-reicheren Plagioklas (Oligoklas, auch Oligoklasalbit), Quarz, Biotit, oft recht viel Anthophyllit, Magnetit und manchmal auch bräunlichgrüne Hornblenden mit starkem Pleochroismus. Sehr vereinzelt findet man in dieser Vergesellschaftung auch einzelne kleine Karbonatkörner. Plagioklas und Quarz sind meist in gerundeten Individuen vorhanden, während Biotit, der hier auch in Chlorit übergehen kann, und Anthophyllit spießig ausgebildet sind und der Magnetit in kleinen, meist eng zusammengedrängten, auf einzelne Plätze beschränkten, gerundeten Kriställchen angetroffen wird.

b) Chemischer Teil.

Die chemische Zusammensetzung des Elsenreither Gabbro ist in nachfolgender Tabelle ersichtlich (Anal. *H. Scharbert*).

Als Vergleichsanalysen wurden drei neuere von gabbroiden Waldviertelgesteinen gewählt: der Gabbro von Nonndorf, der dunkle

Tabelle 1.

	Gew.-%	Molekularz.
SiO_2	49·56	8252
TiO_2	0·77	96
Al_2O_3	16·44	1613
Fe_2O_3	1·22	76
FeO	8·89	1238
MnO	0·25	35
MgO	7·94	1969
CaO	9 83	1753
BaO	0·02	1
Na_2O	2 68	432
K_2O	0·55	58
H_2O+	0·91	505
H_2O-	0·38	—
P_2O_5	0·16	11
S	0·09	28
CO_2	0·26	—
Cr_2O_3	sp.	—
Summe	99·95%	Spez.-Gew. 2,979—2,984

Projektionswerte nach Niggli-Becke-Marchet:

si	115	ξ	29·3
al	22·5	η	47·0
fm	46·2	ζ	31·3
c	24·5	or	0 6
alk	6·8	ab	4·1
k	0·12	an	5·4
mg	0·59	ab-or	+3·5
c/fm	0·53		
qz	—12		
ti	1·3		
p	0 15		
h	7·0		
s	0·39		

Projektionswerte nach Köhler-Raaz:

qz	— 14
F	29·5
fm	56·5
F-fm	— 27

Norit von Artolz und der Biotitnorit von Kl. Zwettl (alle Anal. *O. Hackl*, Lit. 4, 14). Sie erhielten in der Projektion die Zahlen 2, 3 und 4, da 1 für die oben angeführte Analyse vorbehalten blieb.

Projiziert wurde nach der Methode von *Köhler-Raaz* (Lit. 7). Die Projektionswerte nach *Niggli-Becke* und des Feldspatdreiecks nach *Marchet* (Lit. 10) wurden ausgerechnet, die Projektion aber nicht publiziert, da die Lage der Punkte aus den Werttabellen ohne weiteres verständlich wird. Außerdem sind die Projektionen diskutiert worden. Drei Nigglische Magmentypen wurden als Vergleich angeführt: I normalgabbroides bis noritisches Magma, II pyroxenithornblenditgabbroides Magma und III ossipitgabbroides Magma.

Tab. 2. *Projektionswerte nach Niggli-Becke-Marchet.*

	2	3	4	I	II	III
si	116	115	111	108	100	110
al	24·0	17·0	25·5	21·0	23·5	28·5
fm	45·0	63·5	41·5	52·0	40·5	34·5
c	23·5	14·5	25·5	21·0	31·5	28·5
alk	7·5	5·0	7·5	6·0	4·5	8·5
k	0·12	0·28	0·36	0·20	0·16	0·12
mg	0·60	0·67	0·58	0·55	0·75	0·60
ξ	31·5	22·0	33·0	27·0	28·0	37·0
η	47·5	31·5	51·0	42·0	55·0	57·0
ζ	31·0	19·5	33·0	27·0	36·0	37·0
or	0·6	1·3	1·6	0·9	0·5	0·5
ab	4·2	3·3	2·9	3·7	2·7	4·0
an	5·2	5·4	5·5	5·4	6·8	5·5
ab-or	+3·6	+2·0	+1·3	+2·8	+2·2	+3·5

Diskussion der Niggli-Beckeschen Projektion:

Aus dieser Projektion ist zu ersehen, daß die sich schon bei einem mikroskopischen Vergleich als sehr ähnlich erwiesenen Gabbrotypen von Elsenreith und Nonndorf auch chemisch fast identisch sind. Beide liegen zwischen dem normalgabbroiden und dem pyroxenithornblenditgabbroiden Pol. Besonders in den *fm*-Werten kommt dieser Umstand gut zum Ausdruck. Der Projektionspol des Artolzer Norites weicht durch seinen Gehalt an dunklen Gemengteilen stark gegen *fm* ab, der des Biotitnorites von Kl. Zwettl etwas gegen den Pol des ossipitischen Magmentyps, was durch den höheren K_2O-Gehalt hervorgerufen wird. Die *si*-Werte streuen, im allgemeinen weichen die Analysenpunkte durch höheres *si* schwach von den Magmentypen ab. Elsenreith und Nonndorf sind wieder praktisch identisch.

Feldspatdreieck nach Marchet:

Durch ihre geringe *k*-Zahl kommen die Analysenpunkte Elsenreith und Nonndorf nahe der Linie *an—ab* zu liegen. Der normative

Anorthitgehalt ist bei Elsenreith etwas höher als bei Nonndorf, da dessen Na_2O-Wert um etwa 10% höher liegt als beim Elsenreither Gabbro. Die wesentlich höheren *k*-Zahlen der beiden Norite bewirken eine Verschiebung der Punkte gegen die Linie *an—0*, bei Erhöhung des normativen Anorthitgehaltes. Bemerkenswert ist eine auffallende Annäherung des normativen Plagioklasgehaltes von 1 und 2 an den Pol des ossipitgabbroiden Magmentyps. Erstens ist dessen *k*-Zahl die gleiche und zweitens auch der *alk*-Wert ähnlich. Der normalgabbroide Pol liegt schon etwas mehr ab, während der pyroxenithornblenditgabbroide Magmentyp sich stark gegen *an* verschiebt und einen normativen Plagioklas von etwa 70% aufweist.

Tabelle 3.

	1	2	3	4
Normativer Plagioklas	57—58% An	55% An	62% An	65% An
Beobachteter Plagioklas			Bt	Bt-Lb
Kern	74% An	Bt		
Hülle	53—54% An	Lb-And		

Diskussion der Köhler-Raazschen Projektion:

Da eine Umrechnung von den Niggli-Werten auf die von *Köhler-Raaz* ohne Analysen unmöglich ist, wurde in letzterer Projektion als Vergleich das Gabbromittel nach *Daly* projiziert (siehe Abb.).

Tab. 4. *Projektionswerte nach Köhler-Raaz.*

	2	3	4	1
qz	— 15	— 2	— 19	— 18·5
F	31	22	32	30
fm	53	76	49	51·5
F-fm	— 22	— 54	— 17	— 21·5

Diskussion der Projektion:

Die Gabbros von Elsenreith und Nonndorf und der Biotitnorit von Kl. Zwettl weichen praktisch nicht vom Pol des Gabbromittels ab. Der Biotitnorit führt viel Biotit, daher ist sein Punkt etwas gegen den *F*-Pol verschoben. Der dunkle Norit von Artolz führt trotz geringen Feldspatgehaltes 51·58% SiO_2 neben femischen Gemengteilen, was ein Anwachsen der Quarzzahl auf —2 zur Folge hat. Die überwiegend femischen Gemengteile bewirken ein Abrücken gegen den *fm*-Pol (—54).

Aus allen drei Projektionen geht hervor, daß die sich schon äußerlich so ähnlichen Gabbrotypen von Elsenreith und Nonndorf auch chemisch praktisch identisch sind und demnach wohl aus einem gemeinsamen Magmaherd stammen müssen.

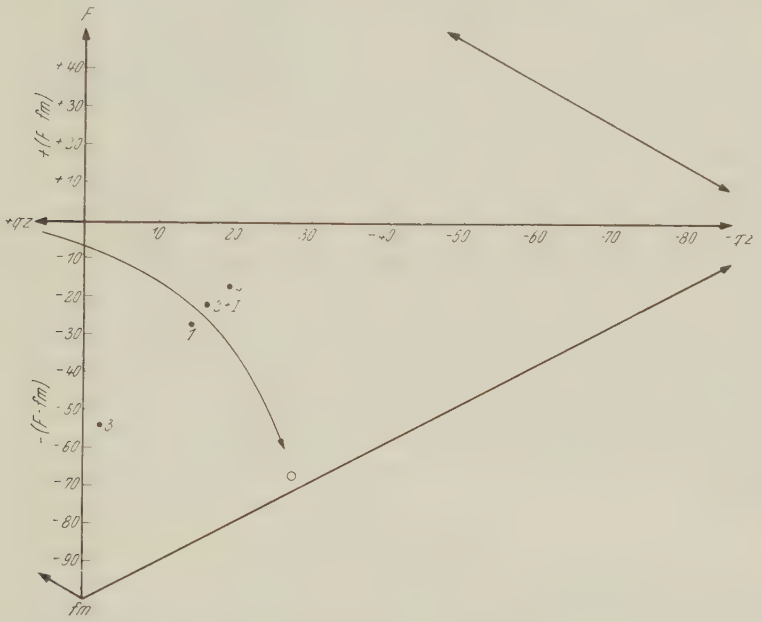


Abb. 1. Projektion nach Köhler-Raaz.

1 Gabbro von Elsenreith (Anal. Scharbert)
2 Gabbro von Nonndorf (Anal. Hackl)
3 Dunkler Norit von Artolz (Anal. Hackl)
4 Biotitnorit von Klein Zell (Anal. Hackl)
I Gabbromittel nach Daly
o Peridotitpol der Tiefengesteinskurve

Übergangstypen in Amphibolit.

Der schrittweise Übergang von Gabbro in Amphibolit ist sehr gut zu verfolgen. Die beim Gabbro beschriebenen grünen Flecken werden zahlreicher, die Feldspate bleiben zunächst dunkel und werden stellenweise trüb. Bei weiterer Annäherung an den Amphibolit stellen sich feinkörnige Typen ein, die viel Hornblende führen und auch neugebildete kleine, weiße Plagioklasleistchen erkennen lassen. Diese Gesteinstypen sind aber zunächst noch ungeschiefert, da die Schieferung erst bei den richtigen Amphiboliten hinzukommt.

Der sich schrittweise umwandelnde und zum Teil durch Bewegungsspuren ausgezeichnete gabbroide Mineralbestand macht letzten Endes einem kristalloblastisch erneuerten amphibolitischen Mineralbestand Platz. Die Plagioklase werden zunächst trüb, die Zersetzungseinschlüsse zahlreicher und beginnen auch, sich von

Spaltrissen aus auszudehnen. Daneben kommt es nicht selten zu größeren Kalzitanreicherungen. Die Zwillingslamellierung wird unscharf und verschwindet zum Teil überhaupt ganz, eine starke undulöse Auslöschung macht sich bemerkbar. Mörtelkränze aus kleinen, einschlußfreien Plagioklasen umschließen die großen Bytownite und dringen auch in diese ein. Im weiteren Stadium werden die Kränze aus größeren Plagioklasen aufgebaut, die auf Kosten der alten Bytownite wachsen, manchmal frische Zwillingsbildung zeigen und im allgemeinen Na-reicher sind (um 55% An). Das überbleibende Ca scheint in die neuen Hornblenden eingebaut zu werden, die an verschiedenen Stellen sehr auf Kosten des Plagioklases überhandnehmen. Die Hornblendeneusprossung auf Kosten der Pyroxene wird intensiver und die Vermischung dieser mit den Hornblenden der Olivinpseudomorphosen deutlich. Der Anthophyllit verschwindet. In den schon amphibolitnahen Typen nimmt die für den Amphibolit charakteristische Hornblende mit dem bräunlichen Farbton überhand, nur daß die Individuen noch nicht eingeregelt erscheinen, wie dies beim Amphibolit der Fall ist. Die Erze werden wohl zum größten Teil in die Hornblendegitter eingebaut, da in Richtung zum Amphibolit ein starkes Abnehmen der Erze zu beobachten ist.

Der Amphibolit.

Das vollkommen umkristallisierte Endprodukt ist der Amphibolit. Sein Anstehendes ist oberhalb des Steinbruches im Walde zu entdecken. Gegen NW ist er bis in die Gegend von Elsenreith zu verfolgen. Das Gestein ist dunkelgrün, dünnschiefrig bis flasrig, wobei die Hornblendenadeln besonders gut die Schieferung zum Ausdruck bringen. Die Feldspatpartien passen sich der Elongation der Hornblenden an. Einzelne bis $^1/_2$ cm große, unregelmäßig eingelagerte Flecken erwiesen sich als gabbroide Reste.

Das Gestein zeigt unter dem Mikroskop eine ausgezeichnete Schieferung, der sich im allgemeinen alle Individuen anpassen. Der Mineralbestand ist im wesentlichen Plagioklas und Hornblende, dazu treten in untergeordneten Mengen Biotit, Ilmenit, Magnetit und Apatit. Von Diallagresten ist nichts mehr zu sehen. Alte, in ein Körneraggregat zerfallene Plagioklasflecken, von deren Zentrum aus eine Trübung durch Serizit, Karbonat und Erz um sich greift, sind Reste des ehemaligen Gabbros. Hier wurden An-Gehalte von rund 60% gemessen. Die *Plagioklase* des übrigen Gesteins sind sehr kleine Individuen, fast durchwegs verzwillingt (Albit-, Periklin- und Karlsbader-Gesetz), manchmal schwach zonar gebaut. Im Mittel führen sie 45% An.

Die *Hornblenden* überwiegen an manchen Stellen die Plagioklase an Zahl, sind auch meist etwas größer als diese. Charakteristisch ist eine schwach bräunliche Farbtönung nach γ. Überhaupt ist der Pleochroismus merklich: γ = bräunlichgrün, β = hellgrünlich, α = gelblichgrün. $2V_\alpha$ wurden mit 75° gemessen, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}021$, $n_\gamma/c = 20°$.

Wenn *Biotit* auftritt, ist er mit der Hornblende verwachsen. Die Erze liegen verstreut, ebenso der *Apatit*.

Zusammenfassung.

Der linsenförmige Gabbrokörper besteht aus Plagioklas (Kern 75% An, Hülle 54% An), in Uralitisierung begriffene Diallage und rhombische Pyroxene, Amphibol-Anthophyllitpseudomorphosen nach Olivin, Titaneisen usw. Auf Grund seiner chemischen und im großen und ganzen auch mineralogischen Identität mit dem Gabbro von Nonndorf wird ein gemeinsames Stammagma der Gabbros wahrscheinlich gemacht. Der Übergang vom Gabbro in den Amphibolit kann über einige Zwischenstufen schön verfolgt werden. Die Plagioklase, im Gabbro Labradore bis Bytownite, sind im Amphibolit Andesine. Es findet auch eine vollkommene Umkristallisation des gabbroiden Mineralbestandes statt.

Literatur.

1. Becke, F. (1882), Die Gneisformation im niederösterr. Waldviertel. T. M. P. M. IV, 189—264, 285—408. — 2. *Derselbe* (1883), Eruptivgesteine aus der Gneisformation des niederösterr. Waldviertels. T. M. P. M. V, 147—173. — 3. *Becke-Himmelbauer-Reinhold-Görgey* (1913), Das niederösterr. Waldviertel. T. M. P. M. XXXII, 185—246. — *4. Hackl-Waldmann* (1931), Der Gabbro von Nonndorf und Kurlupp. Verh. geol. B. A., 160—165. — 5. *Köhler, A.* (1928), Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterr. Waldviertel. T. M. P. M. XXXIX, 125—204. — 6. *Köhler-Marchet* (1941), Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels und seiner Randgebiete. Ftschr. Min. 25, 254—366. — 7. *Köhler-Raaz* (1951), Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. N. Jb. (Mh.) 247—263. — 8. *Marchet, A.* (1919), Der Gabbroamphibolit von Rehberg. Sb. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 128, 214—291. — 9. *Derselbe* (1925). Zur Kenntnis der Amphibolite im niederösterr. Waldviertel. T. M. P. M. XXXVI, 170—211, 229—330. — 10. *Derselbe* (1931), Zur Petrographie der vorsarmatischen Ergußgesteine bei Gleichenberg in Oststeiermark. Sb. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. 140, 461—542. — 11. *Niggli-Beger* (1923), Gesteins- und Mineralprovinzen I, Bornträger, Berlin. — 12. *Waldmann, L.* (1931), Der sapphirinführende Gabbro von Stallek. Verh. geol. B. A., 78—84. — 13. *Derselbe* (1951), Das außeralpine Grundgebirge. In „Geologie von Österreich" von *F. X. Schaffer*, Deuticke, Wien, 10—104. — 14. *Waldmann-Hackl* (1940), Neue Analysen von kristallinen Gesteinen des Südrandes der Böhmischen Masse. Jb. geol. B. A., 237—239.

Manganminerale vom Mooserboden bei Kaprun.

Von

Georg Horninger, Kaprun.

Mit 11 Textabbildungen.

(Eingelangt am 6. März 1954.)

Auf dem Mooserboden im Kaprunertal, Land Salzburg, werden zur Zeit auf 2000 m Seehöhe zwei Talsperren gebaut. Durch sie wird ein Stausee für die Oberstufe zur bestehenden Kraftwerksanlage Limbergsperre-Kaprun geschaffen. An den Felskopf der „Höhenburg" schließt gegen Osten die Drossensperre und gegen Westen die Moosersperre an. Bei den Felsausbrucharbeiten für die beiden Sperren kamen in den verschuppten Gesteinsverbänden der Tauern-Schieferhülle zwei verschiedene Paragenesen von Mn-Mineralen zum Vorschein. Ein dritter Fund aus dem Druckstollen der Oberstufe Kaprun ist mineralogisch dem Vorkommen von der Drossensperre verwandt.

Drossensperre.

In der unteren Hälfte des Ostflügels der Drossensperre fallen Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer der „Oberen Schieferhülle" (Pennin) in ruhiger Lagerung, 50—60° steil nach Osten, hangwärts ein. Die Prasinite, mit den Hauptkomponenten: saurer Plagioklas, Epidot, blaugrüne Hornblende, braungrüner Biotit und Chlorit entsprechen denen, die neben anderen von *F. Angel, H. P. Cornelius* und *E. Clar* (Lit. 5) eingehend beschrieben worden sind.

In einem 17 m breiten Stoß von fein gelbgrün bis dunkelgrün gebändertem Epidotprasinit wurde durch den Sperrenaushub auf 1941 m Seehöhe ein auffallendes, rotes Gesteinsband von 20—25 cm Breite aufgeschlossen. Es ist dem Prasinit ohne Anzeichen für eine tektonische Einschuppung schichtparallel eingelagert. Seine schönste Entwicklung zeigt es genau über die Breite des 20 m breiten Sperrfundamentes. Sowohl in der wasserseitigen als auch in der luftseitigen Einbindung keilt das Band auf Zentimeter- bis Millimeterbreite aus. Über den geologischen Bau seiner Nachbarschaft unterrichtet das Profil Abb. 1.

Rotbrauner dichter Spessartin und blaßroter Rhodochrosit bilden die Hauptmasse des roten Bandes. Längs seiner Mitte verläuft

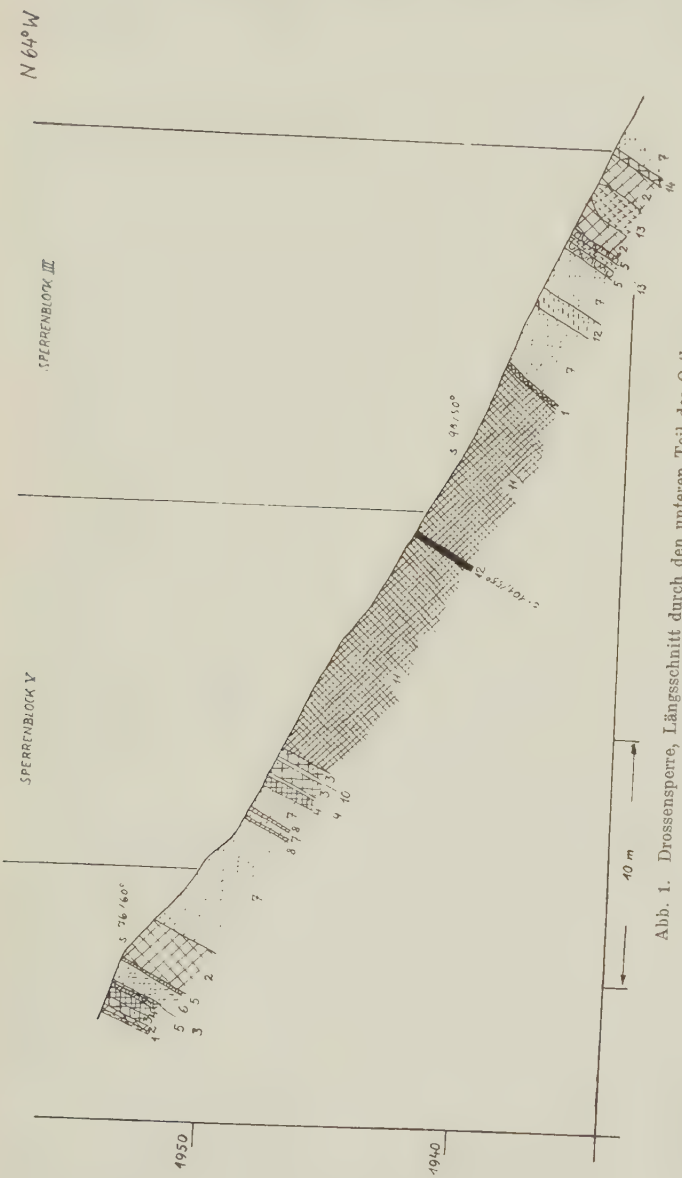


Abb. 1. Drossensperre, Längsschnitt durch den unteren Teil des Osthangs.

1 Kalkmarmor weiß, granatführend.
2 Muskovit-Biotit-Chloritglimmerschiefer, grobschuppig, weich, dunkel braungrün, z.T. m. reiskorngroßen Albitporphyroblasten.
3 Grünlichgraues Mischgestein: Kalkglimmerschiefer mit reichlich Oligoklas-Albit und Epidot.
4 Epidotprasinit, massig, dunkelgrün.
5 Kalkmarmor, weiß.
6 Kalkglimmerschiefer, mit pyritreichen, helleren Schlieren.
7 Kalkglimmerschiefer, grau, fest, mäßig stark geschiefert (»Normaltyp«).
8 Prasinitbänder, biotitreich mit zahlreichen Feldspatporphyroblasten.
9 Kalkmarmor, hellgrau, Granat und Chlorit führend.
10 Epidosit.
11 Epidot-Prasinit, gelbgrün-dunkelgrün feinbänderig, fest.
12 15 bis 25 cm breites Band aus rotbraunem Spessartin, Rhodochrosit, Rhodonit, Tephroit und Quarz.
13 Gneis, blaßgrünlich, massig, aplitisch aussehend.
14 Muskovitglimmerschiefer, hell, mit Feldspatporphyroblasten.

ein etwa 3 cm breiter, unscheinbar graugrüner, dichter Streifen, der beiderseits von 1—7 mm breiten, tief himbeerroten Bändern ge-

säumt ist. Stellenweise sind dem graugrünen Mittelbande selbst millimeterbreite rote Bändchen der Länge nach eingeschaltet. Das Mittelband besteht zum großen Teil aus feinkörnigem Tephroit, die himbeerroten Ränder und Einschaltungen im Mittelband sind Rhodonit [1]. Der Regelaufbau des ganzen Mn-Bandes ist:

hangender Epidotprasinit,
Spessartin in milli- bis dezimeterbreiten Streifen und Knollen, zum Teil mit weißem Quarz gemengt,
Rhodochrosit, mehrere Zentimeter breit, mit Quarz und Mn-Granat,
Rhodonit, zirka 1 bis 7 mm,
Tephroit und wenig Rhodonit, 10 bis 30 mm,
Rhodonit, zirka 1 bis 7 mm,
Rhodochrosit in wechselnder Breite und Quarz und Mn-Granat,
Spessartin in Bändern und Knollen von wechselnder Breite, zum Teil mit weißem Quarz gemengt,
(stellenweise) feinstreifige Übergangszone von einigen Millimetern bis Zentimetern Breite aus strahlsteinreichem Prasinit mit Lagen voll feinkörnigem Granat,
liegender Epidotprasinit.

Abweichungen vom Regelaufbau kommen durch das An- und Abschwellen der Spessartinmasse und durch örtliche Zerreißungen und Querstellungen am Tephroitband zustande.

Einschaltungen von Mn-Granat sind im Prasinit der Schieferhülle wahrscheinlich nicht so selten, nur im Hochgebirge schwer zu finden. Im Aushub für die Drossensperre fand ich mehrere Zentimeter breite, immer schichtparallel eingelagerte Mn-Granatbändchen. *Cornelius* und *Clar* beschreiben (Lit. 5, S. 158, γ, δ) eine „hornsteinähnliche Knolle" aus Granat mit Muskowit, Epidot usw. vom Gramul und einen Granatfels, „... ein dichtes braunrotes Gestein ..., von einem roten Jurahornstein nur durch das auffallend größere spezifische Gewicht unterschieden ... und von Ausscheidungen schwarzen Mn-Erzes begleitet". Das letztere Vorkommen im Krapfkühkar liegt im Hangenden eines Prasinitzuges und *Cornelius* bemerkt dazu: „genetisch ist auch dieses Vorkommen recht dunkel; an einen Primärkontakt des Prasinits wird man ja schwerlich denken können". Auch im benachbarten Mühlbachtal wurde von *H. Holzer* ähnlich aussehender Granat gefunden.

[1] Den Herren Prof. *H. Leitmeier* und Dr. *M. Sedlacek* sei für die Erlaubnis, die Einrichtungen des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Wien zu benützen und für manche wertvolle, freundschaftliche Aussprache herzlich gedankt. Dr. *Sedlacek* verdanke ich besonders den ersten Hinweis, daß in dem graugrünen Bande ein Olivin stecke.

Das Besondere am Mn-Vorkommen der Drossensperre liegt in dem einmalig günstigen, frischen Aufschluß, wie er im Hochgebirge nur durch einen Straßen- oder Talsperrenbau geboten wird, wenn man nicht auf einen Bergsturz warten will. Trotzdem der kleine Aufschluß im Drossen jetzt unter dem Beton der Talsperre für immer begraben liegt, dürfte das Auftreten von Tephroit in einer zweifelsohne syngenetischen, ursprünglich sedimentären Einschaltung im Faziesbereich der Tauernkristallisation die Bekanntgabe an einen weiteren Leserkreis rechtfertigen [1].

Tephroit. Im Dünnschliff bildet dieser Mn-Olivin ein regelloses Haufwerk gedrungener, fremdgestaltiger Körner von 0,1 bis 0,4 mm Durchmesser. Spaltbarkeit im Schliff nach einer Ebene deutlich bis gut, senkrecht dazu schlechter. Korngrenzen bisweilen parallel zur guten Spaltbarkeit, gerade Auslöschung, in nicht zu dünnen Schliffen n_Z eben merkbar rötlich, n_X farblos, AE senkrecht zur besseren Spaltbarkeit. n'_Z 1·820, n'_X 1·780 (Einbettungsmethode), n'_Z und n'_X nach Schnittlage nahe n_Z und $n_X \cdot n_Z$—n_X nur 0·0386 (Berek-Kompensator), 2 E groß, opt. —. Das Mineral gelatiniert mit konz. HCl. Rückstand nach Auszug mit heißer HCl (zur Entfernung von Karbonatspuren) gibt kräftige Mn-Perle.

Rhodonit. Die Untersuchung wurde mit dem Ziele geführt, Rhodonit von Bustamit oder Manganaugit zu unterscheiden. Am reinsten erhältlichen, rein himbeerroten Material, das körnchenweise unter dem Binokular ausgesucht worden war, wurde bestimmt: D 3·72 (Pyknometer), n'_Z nahe n_Z 1·736 (Einbettungsmethode), n_Z—n_X: Bestimmungen zwischen 0·0116 und 0·0121 (Berek-Kompensator). In Schnittlagen genau senkrecht zu 1 opt. Achse opt. +, 2 E hoch, $r < v$(?). In allen Schnittlagen schiefe Auslöschung, gute Spaltbarkeit nach einer Ebene, in Schnitten senkrecht n_Y eine zur ersten senkrechte Schar unregelmäßiger Risse. Neigung zu radialstengeliger Ausbildung, Stengel in Zwillingslagen. Eigenfarbe im Schliff schwach, in dicken Schliffen: n_X und n_Z (Schnittlage senkrecht n_Y) blaß rötlichbraun.

Spessartin. Er tritt zum Teil fein vermengt mit Karbonat, Quarz und Rhodonit, zum Teil in reinen, dichten, rotbraunen Massen bis über Faustgröße auf. Am reinen Material wurde bestimmt: D 3·96, n 1·792 (Einbettungsmethode). In Schliffen von normaler Dicke blaß rotbraun. Nach *Kennedy,* angeführt in *Troeger* (Lit. 15, S. 12) kann aus D und n auf ein manganreiches Glied der Mischungsreihe

[1] Belegmaterial wurde unter anderem an das Naturhistorische Museum in Wien, an die beiden Wiener Universitätsinstitute und m. W. von anderer Seite an das o.-ö. Landesmuseum geliefert.

Pyrop—Spessartin geschlossen werden, so daß die Bezeichnung Spessartin berechtigt ist.

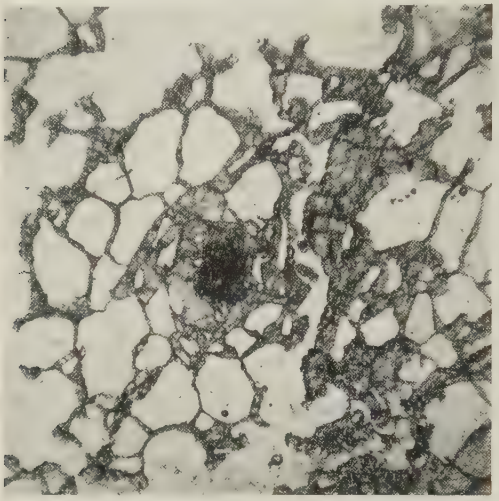


Abb. 2. Moosersperre. Netzgranat. Dünnschliff, 42 mal.

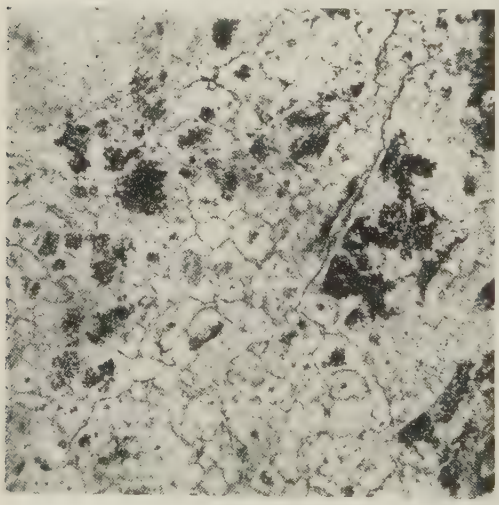


Abb. 3. Drossensperre. Randzone eines Spessartinklumpens. An pflanzliche Zellverbände erinnernde Struktur im Bereich unvollständiger Verdrängung des Karbonats. Karbonat im Bilde dunkel. Dünnschliff, 41 mal.

Rhodochrosit. Mn-Karbonat macht einen wesentlichen Anteil an der Gesamtmasse des Bandes aus. Es ist blaß himbeerrot, feinkörnig (mittlerer Korndurchmesser um 0·1 bis 0·2 mm) und häufig innig mit den anderen Mineralien verwachsen. n_D 1·80, intensive Mn-Reaktion in der Perle, nach Prüfung der oxydierten Probe mit $K_4[Fe(CN)_6]$ eisenfrei. Dem entspräche nach *Kennedy*, in *Troeger* (Lit. 15, S. 26) ein Rhodochrosit mit zirka 80% $MnCO_3$. 20% $CaCO_3$. Schräg zur Bandrichtung durch den Rhodochrosit verlaufende, parallele Risse sind mit Quarzpflaster ausgeheilt.

Dort, wo dichte Granatmasse an Quarz und Karbonat grenzt, treten zwei bezeichnende Strukturen auf: 1. Die von *Cornelius* und *Clar* (Lit. 5, S. 135, 141) und von *H. Huttenlocher* (Lit. 7, S. 81) erwähnte netzartige Ausbildung des Granats. Vgl. Abb. 2. Vom Granat bleiben zwischen den Körnern des Quarzpflasters nur wenige Hundertstel Millimeter dicke Leisten und man kann bisweilen sehen, wie die Granatästchen längs der karbonatischen Intergranulare des Quarzpflasters vorgewachsen sind.

2. Andere Verdrängungsstrukturen entstanden dort, wo kein Quarzpflaster das Wachstum des Granats hemmte. Abb. 3 stammt von einer solchen Stelle. Man beachte die an Bilder pflanzlicher Zellverbände erinnernden Strukturen; selbst die „Zellkerne" sind vorhanden. Das Bild zeigt einige Phasen der Bildung von Granat auf Kosten des Karbonats, beginnend mit einzelnen Granatkristallen, deren Inneres noch viel unverändertes Karbonat enthält, über Körner, in denen noch ein Karbonatrest in der Mitte zu sehen ist. Schließlich erinnern nur noch ein opaker Punkt („Zellkern") in der Kornmitte und ein hauchfeiner dunkler Saum um das Einzelkorn als unverdaute Reste an das verdrängte Mineral. In den letzten Stadien sind die Einzelkristalle schon zu klumpigen Überindividuen mit der unverkennbaren Kristallbegrenzung der Granaten zusammengeschlossen. Der Endzustand ist eine im Mikroskop homogen erscheinende Spessartinmasse.

Nach dem geologischen Bilde ist, wie ich glaube, nicht daran zu zweifeln, daß das Manganmineralband auf eine syngenetische, sedimentäre Einschaltung im Ursprungsgestein des Prasinits, vermutlich einem Diabas, zurückgeht. Den dichten, ganz veränderten Olivinfels wird man wohl als das Ergebnis der Kontaktmetamorphose eines karbonatischen Ausgangsmaterials im Sinne von *M. L. Bowen* zu deuten haben. Wie das nur 2 cm breite Tephroitband inmitten einer reaktionsfähigen Umgebung die Tauernkristallisation ohne Diaphthorese überstehen konnte, mögen Berufenere zu ergründen suchen. Sicher wäre es verlockend, die Mn-Zufuhr mit dem Vulkanismus in Zusammenhang zu bringen, der das Ausgangsgestein der Prasinite förderte. (Vgl. *B. Plöchinger,* Lit. 13, S. 198). Einen greifbaren Hinweis für eine nachträgliche Mn-Zufuhr habe ich nicht gefunden. Immerhin muß auffallen, daß im Prasinit im engsten Zentimeterbereich gegen das Mn-reiche Band zwar lagenweise immer mehr spätiges Karbonat eingeschaltet ist und Reihen und Nester winziger, scharfeckiger Granatkörnchen liegen, daß seinen Epidoten aber im Schliff auch nicht ein roter Schimmer anzumerken ist, der auf erhöhten Mn-Gehalt im Nebengestein des roten Bandes hinweisen würde.

Druckstollen der Oberstufe.

Sehr interessant war ein Aufschluß bei Stollenkilometer $D_x + 663{\cdot}5$ m im Druckstollen der Oberstufe des Kapruner Werkes. Ohne die Auffindung des roten Mineralbandes im Drossenaushub wäre der Fund im Stollen kaum zu deuten gewesen. Die Stelle liegt 840 m OSO vom Mn-Band in der Drossensperre und nur wenige Meter Seehöhe tiefer als dieses.

Im glimmerreichen, grauen Kalkglimmerschiefer des Stollens ist nach der örtlichen Schichtung N 15° W, 80—85° O (75/80—85) ein schlieriges, helleres Gesteinsband von etwa 3 m Breite eingeknetet. Der Streifen besteht im wesentlichen aus grauweißem, unreinen Kalkmarmor mit allen Übergängen in ein mittelkörniges, weiß und graugrün gefleckte Gestein, das als Epidot-Chloritprasinit beschrieben werden kann. Reiskorngroße Albitporphyroblasten machen in

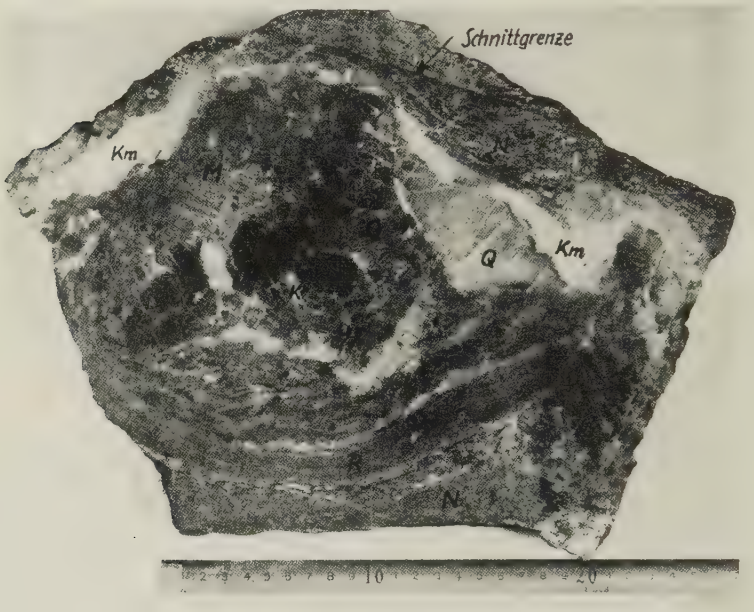


Abb. 4. Oberstufen-Druckstollen, Felsplatte 25×34 cm. Rote Granatrolle, senkrecht zur Rollungsachse geschnitten. K = dunkler, tephroitreicher Kern, G = dichter Spessartin, M = Gemenge aus Spessartin, Quarz und Karbonat, Q = Quarz, Km = Kalkmarmor, R = aus konzentrischen Granatbändern gebaute Rindenzone der Rolle, N = Nebengestein.

diesem die Hauptmasse aus. Vereinzelt zeigen seine Epidote durch blaßrote Achsenfarben etwas Mn-Gehalt an. Die Biotite sind braungrün. In diesem Gesteinsband stecken ziegelrote Rollen von 5 bis 40 cm Durchmesser. Die Strukturen der Rollen und des sie umhüllenden Gesteins zeigen, daß sie eingewickelt worden sind. Die Rollungsachse wurde mit N 8° W, 25° N (352/25) bestimmt. In den Kernen einiger roter Rollen (vgl. Abb. 4) stecken feinkörnige, harte Knollen von 2 bis 5 cm Durchmesser, die unregelmäßig aber scharf begrenzt sind. Sie sind dunkel graubraun bis graugrün. In Buchten ihrer Ränder, zum Teil in den Kernen selbst, sitzen kleine karminrote Nester. Diese Kerne liegen in einer orangeroten Masse aus derbem Mn-Granat, der wirr mit weißem Quarz, rötlichem Mn-Karbonat und

weißem Kalkmarmor verknetet ist. Die 2 bis 5 cm breite Rindenschicht der orangeroten Rollen besteht aus feinen, konzentrischen Bändern von Mn-Granatkriställchen, die mit 0,1 mm bis fast millimeterstarken Quarzlagen abwechseln. Der orangeroten Füllmasse und Rindenschicht sind Knäuel aus Pennin bis zu 5 mm Durchmesser regellos eingestreut.

Die erwähnten dunklen Kerne bestehen zum guten Teil aus einem Olivin, der im Schliff jenem des Tephroitbandes aus der Drossensperre gleicht. Er gelatiniert mit konz. HCl und der Rückstand nach Auszug mit heißer HCl gibt kräftige Mn-Reaktion. Es handelt sich also um Mn-Olivin. Ferner ist in den dunklen Kernen viel feinkörniges Karbonat, das in warmer, verdünnter HCl herausgelöst, starke Mn-Reaktion gibt, daher als Rhodochrosit bezeichnet sei. Ferner findet man im Schliff rötlichen Granat und Rhodonit [1].

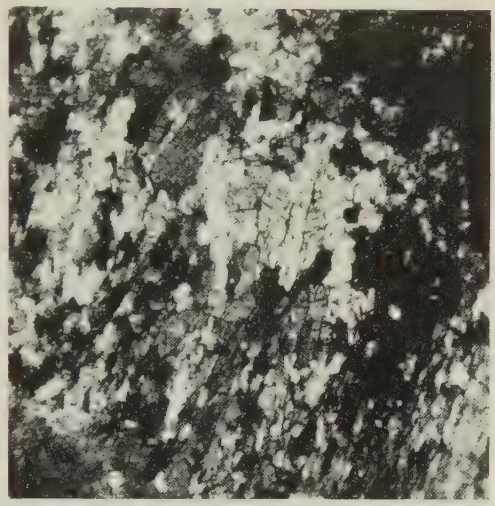


Abb. 5. Oberstufen-Druckstollen. Radialstrahliger Rhodonit. Dünnschliff, +N, 40½ mal.

Die himbeerroten Nester am Rande und in den dunklen Kernen der roten Rollen sind zum Teil ausgeprägt radialfaseriger Rhodonit (vgl. Abb. 5). Er hat die gleichen optischen Eigenschaften wie das genauer bestimmte Mineral vom Mn-Bande an der Drossensperre [2]. Wie im Drossenaufschluß bildet der Mn-Granat zum Teil derbe, strukturlose Nester, zum Teil Netzstrukturen. Auch hier fällt die häufige Bindung des Granatnetzwerkes an die Karbonatlamellen zwischen den Körnern des Quarzpflasters auf.

[1] Hie und da sind in Schliffen aus dunklen Kernpartien Nester bis 1 mm Durchmesser zu finden, in denen ein isotropes, dunkel chromgelbes Mineral in engster Bindung an Klinozoisit ein grobes Netz bildet. Isolierung aus der Umwachsung ist nicht möglich. Verf. hält es für Granat.

[2] In einem Schliff aus dem Aufschluß im Druckstollen zeigen Körner in strahliger Rhodonitmasse, die senkrecht zu einer optischen Achse getroffen sind, eine auffallend gleichmäßige Spaltbarkeit nach zwei aufeinander senkrechten Richtungen. Man könnte an die Beimischung eines verwandten Mn-Augits denken. Aber weder Schefferit, noch Johannsenit oder Violan stimmen in der Farbe mit dem vorliegenden Rhodonit überein.

Die einzelnen Granatlagen der Rindenzone der roten Rollen bestehen zum Teil aus wohlausgebildeten Einzelkristallen, zum Teil aus Granatklumpen. Jede Schicht zeigt einen anderen Aufbau. Liegen in der einen Schicht vorwiegend nur einige Hundertstel Millimeter große, messerscharf begrenzte Granatkriställchen im Quarzpflaster, so kann die nächste Schicht aus Gruppen größerer Granaten mit deutlich abgesetzten, einschlußreichen, isotropen Kernen und anisotropen (daher vermutlich Mn-freien) Hüllen bestehen. In einer dritten Zone sind wieder Granaten, deren jeder noch einen dunklen Kern enthält oder Netzbildung aufweist. Neben der Anordnung der Granaten in konzentrischen Schichten, sind Ansätze einer Ordnung in radialer Richtung zu erkennen. Die Kristallisation von Granat, Biotit, Rhodonit und Quarz erfolgte nachtektonisch.

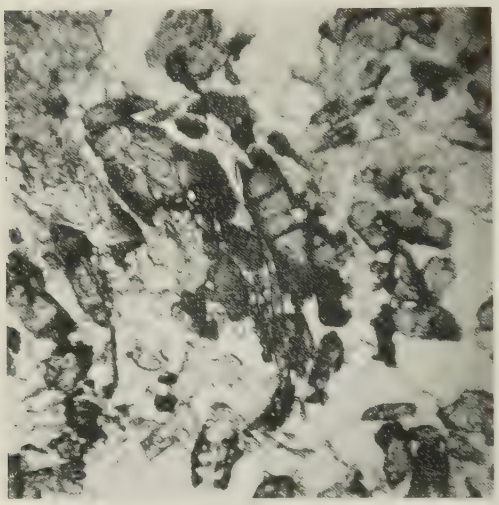


Abb. 6. Moosersperre. Zonar gebauter Piemontit mit Kern aus Klinozoisit. Piemontit auch längs der Spaltrisse des Klinozoisits. 1 N. Dünnschliff. 41½ mal.

Der Mineralbestand der roten Rollen aus dem Druckstollen und des Mn-Mineralbandes aus der Drossensperre ist so ähnlich, daß über die Abkunft der roten Rollen aus einer Einschaltung von gleicher Art, wie im Aushub für die Drossensperre kein Zweifel besteht; auch nicht darüber, daß die roten Rollen auf tektonischem Wege in ihre fremde Umgebung hineingewalzt wurden. Die Analogie der beiden Vorkommen wird durch eine 50 m breite, vereinzelte Einschaltung von Epidotprasinit im Kalkglimmerschiefer des Stollens betont, die nur 35 m südwestlich vom Granataufschluß liegt.

Moosersperre.

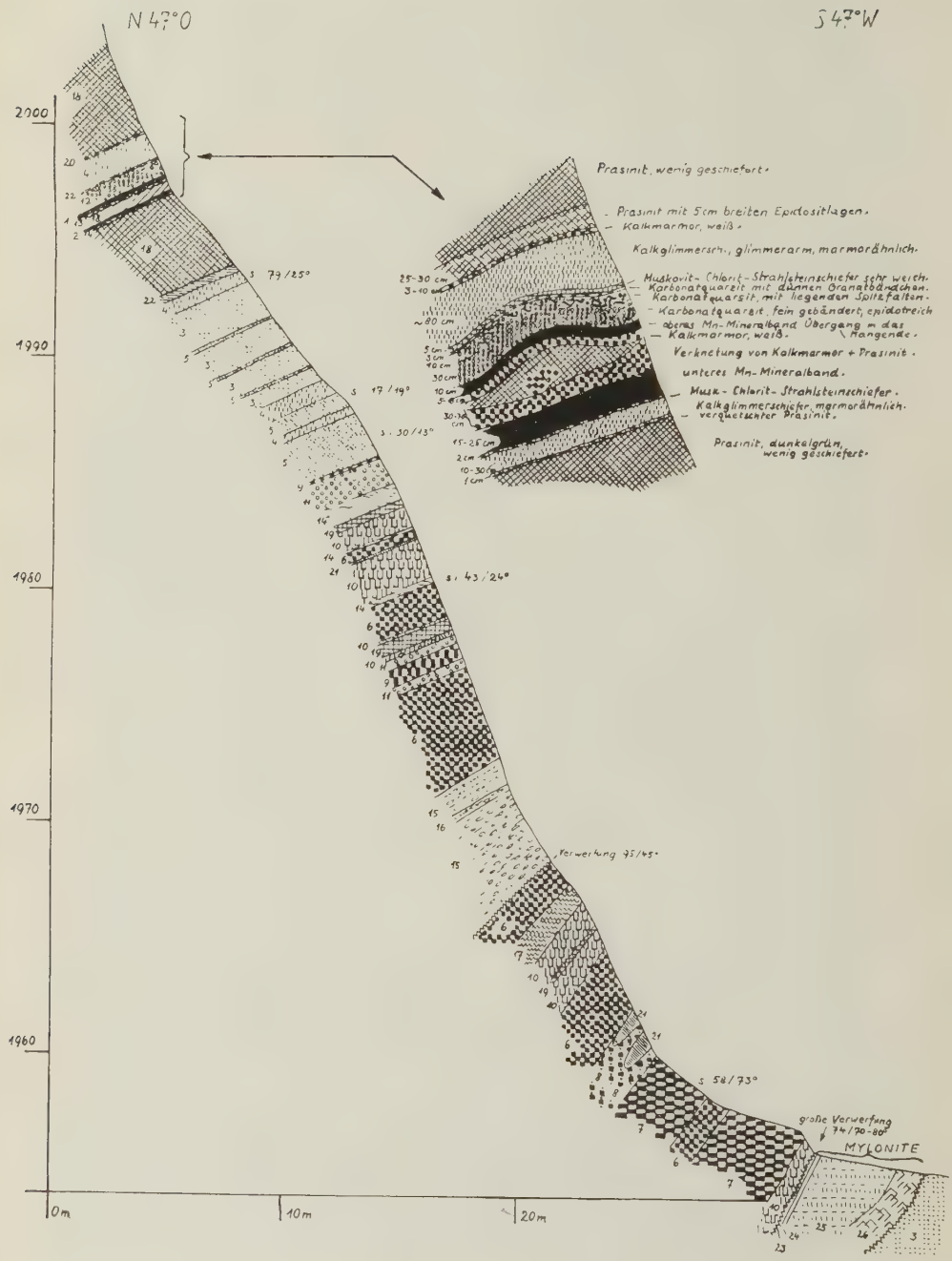
Ganz anderer Art als das Vorkommen aus der Drossensperre und das aus dem Druckstollen ist eine Mn-Paragenese, die beim Felsausbruch am steilen Ostflügel der Moosersperre angetroffen wurde. Die Fundstelle liegt bei 1997 m Seehöhe an der Westflanke der „Höhenburg", rund 100 m NNO vom ehemaligen, bekannten Hotel

Mooserboden. Sie liegt genau 300 m westwärts vom Mn-Band aus der Drossensperre und — geologisch gesehen — in dessen Liegendem. Wegen der Verschuppung der Gesteinsverbände, die der Oberen Schieferhülle und der Riffeldecke zugerechnet werden, erübrigen sich Überlegungen über die wahre Schichtenmächtigkeit zwischen den beiden Mineralvorkommen.

Am ganzen Osthang der Höhenburg fallen die Schichtbänke trotz der von den Tektonikern angenommenen Verschuppung mit bemerkenswerter Gleichförmigkeit 20 bis 30° steil nach NO, zum Hang hin ein. Vgl. Abb. 7. Im untersten Bereich fallen die Schichten unter dem Einfluß einer Störung steiler ein. Von Westen her reichen Kalkglimmerschiefer und Prasinit fast bis an den Hangfuß. Der scharfe Knick zwischen Talsohle und Steilhang ist durch einen 4 m breiten, steil nach Ost einfallenden Störungsstreifen mit leicht ausräumbaren Myloniten aus Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer verursacht. Die unteren 30 m der Wand bis 1984 m Seehöhe (im gezeichneten Profil) werden von einer bunten Schichtfolge aufgebaut, die der Unteren Schieferhülle zugezählt wird. Weißer und hellgrau gestreifter Kalkmarmor [1], Dolomit, dolomitischer Glimmerschiefer, weiche muskowitreiche Glimmerschiefer, Konglomeratgneis und karbonatreiche Muskowitquarzite sind die wichtigsten Gesteine darin. Über einem schmalen Bande von weißem Marmor setzt auf 1984 m Seehöhe mit deutlicher Grenze, aber ohne jede Störung, typischer grauer Kalkglimmerschiefer die Schichtfolge nach oben fort. Mit ihm beginnt die üblicherweise zur Oberen Schieferhülle gerechnete Serie von Kalkglimmerschiefern und Prasiniten, die den Gipfelbereich der Höhenburg aufbaut. In diesem Verbande steckt zwischen 1996 und 1998 m Seehöhe in Prasinit der Quarzit, der die beiden, durch weißen Kalkmarmor getrennten Mn-Mineralbänder enthält.

Über diesem Quarzit liegt eine 80 cm starke Lage von hellgrauem, marmorähnlichem Kalkglimmerschiefer mit auffallenden, nur auf sie beschränkten Auslaugungen längs steiler Klüfte. Darüber folgt

[1] Es mag auffallen, daß in einem zur Riffeldecke gezählten Verbande so viel Kalkmarmor und so wenig Dolomit eingetragen ist. Die Kalkarmut gilt ja als ein besonderes Merkmal der Riffeldecke. Der vom Profil (Abb. 7) erfaßte Verband liegt in der streichenden Fortsetzung der auffallenden weißen Wandstufe am Westabfall der Höhenburg, die in Lit. 5, S. 96, 3. Abs. summarisch als „Dolomitband" bezeichnet ist. Der „Dolomit" hielt aber einer näheren Nachprüfung nicht stand. Ein erheblicher Teil des Bandes erwies sich schon bei der Prüfung mit HCl und bei der verläßlicheren Bestimmung durch die Lichtbrechung im Pulverpräparat als Kalkmarmor. Der Gesteinsbestand der „eingeschuppten Riffeldecke" in der Westflanke der Höhenburg paßt besser zur Brennkogel- und Seidelwinkeldecke. Faßt man erstere als das stratigraphisch Liegende der Oberen Schieferhülle im Sinne von *G. Frasl* und *O. Schmidegg* auf, kann man auf die „Einschuppung" verzichten und kommt der Beobachtung am nächsten.


N 47°O
S 47°W
2000
1990
1980
1970
1960
s. 79/25°
s. 17/19°
s. 30/13°
s. 43/24°
s. 58/73°
Verwerfung 75/65°
große Verwerfung
74/70-80°
MYLONITE
0m
10m
20m
Prasinit, wenig geschiefert.
Prasinit mit 5cm breiten Epidositlagen.
Kalkmarmor, weiß.
Kalkglimmerschi., glimmerarm, marmorähnlich.
Muskovit-Chlorit-Strahlsteinschiefer sehr weich.
Karbonatquarzit mit dünnen Granatbändchen.
Karbonatquarzit, mit liegenden Spitzfalten.
Karbonatquarzit, fein gebändert, epidotreich
oberes Mn-Mineralband Übergang in das
Kalkmarmor, weiß. Hangende.
Verknetung von Kalkmarmor + Prasinit.
unteres Mn-Mineralband.
Muск.-Chlorit-Strahlsteinschiefer.
Kalkglimmerschiefer, marmorähnlich.
verquetschter Prasinit.
Prasinit, dunkelgrün,
wenig geschiefert.

mächtiger Prasinit. Die rund 2 m breite Quarzitfolge, der die beiden zirka 1 und 3 dm breiten Mn-Mineralbänder angehören, unterscheidet sich, auf einige Entfernung gesehen, in der Farbe wenig vom umgebenden Prasinit. Diesem gegenüber hat sie einen Stich gegen grauviolett. Jedenfalls wurde die geologische Selbständigkeit des Quarzitbandes bis vor kurzem völlig übersehen.

Bald wird der Großteil des Aufschlusses unter dem Beton der Sperre verschwinden. In der luftseitigen Einbindungswand bleibt aber die ganze Schichtfolge auch später zugänglich.

In den beiden Mn-reichen Bändern sieht man mit freiem Auge Piemontit bzw. Mn-Epidot verschiedener Färbungen von leuchtendem Rotbraun bis zu ganz dunklem Karminrot, hellgelben Mn-Granat und stahlgrauen Braunit. Diese Minerale durchziehen das graugrüne, quarzitische Muttergestein in millimeter- bis höchstens wenige Zentimeter breiten, schichtparallelen Lagen, die stellenweise zu ovalen Augen von einigen Zentimetern Länge und Höhe anschwellen. In solchen Augen findet man um einen reiskorn- bis kirschkerngroßen schwarzen Braunit, gelben Granat mit weißem Quarz und nach außen einen Saum von Piemontit [1].

[1] Für die Untersuchung standen über ein Dutzend Dünnschliffe und eine Anzahl von Anschliffen zur Verfügung. Ich glaube mit der Feststellung nicht zu übertreiben, daß auch nicht zwei Schliffe im Mineralbestand und im Aufbau so gleich sind, daß man sie verwechseln könnte.

Abb. 7. Mooserisperre, Längsschnitt durch den unteren Teil des Osthangs.

1 Oberes Mn-Mineralband, 5—10 cm breit, mit dunkelrotem Piemontit, Braunit, gelbem Mn-Granat und mit den Mineralen des Karbonatquarzits. Gegen das Liegende scharf, gegen das Hangende unscharf abgesetzt.
2 Unteres Mn-Mineralband, 15—25 cm breit, mit denselben Mineralen, wie in 1. Vom Hangenden und Liegenden deutlich abgesetzt.
3 Kalkglimmerschiefer, mäßig geschiefert (»Normaltyp«).
4 Kalkglimmerschiefer, glimmerarm, hellgrau, marmorähnlich.
5 Kalkglimmerschiefer, glimmerreich, dunkelgrau, dünnschiefrig.
6 Kalkmarmor, weiß.
7 Kalkmarmor, im allgemeinen weiß, nach der Schichtung verschwommen grau gebändert.
8 Kalkmarmor, rosarot (nach Benzidin-Probe Mn-frei!), mit dünnen, braungrünen Biotitlagen.
9 Kalkmarmor, dolomitisch, weiß.
10 Dolomit, weiß, feinkörnig, wenn angewittert gelblich, lagenweise Muskowit führend.
11 Muskowitquarzit, mm-breit gebändert, blaß graugrün, Karbonat führend.
12 Karbonatquarzit mit Epidot als wesentlichem Nebengemengteil, Gesamtfarbe graugrün.
13 Granatreiche Randzone von 12.
14 Muskowitglimmerschiefer, graugrün, dünn schiefrig.
15 Konglomeratgneis, mit Quarzaugen bis 10×30 mm, Karbonat führend, hell graugrün.
16 Hellere Schliere im Konglomeratgneis, dolomitreich.
17 Muskowitglimmerschiefer, grobschuppig, weich, Karbonat führend, stumpf graugrün.
18 Epidotprasinit, feinlagig, fest.
19 Prasinitbänder, zerquetscht.
20 Prasinit, dunkelgrün, in 5 cm breiten Lagen mit Epidositbändern wechsellagernd.
21 Muskowit-Biotit-Chloritgneis, dunkel braungrün, glimmerreich.
22 Muskowit-Chlorit-Strahlsteinschiefer, blaßgrün, sehr weich.
23 Dolomit, am Störungsrand verschleift.
24 Zu pastenartiger Masse (»Letten«) verschleifter Kalkglimmerschiefer, wenn trocken silbergrau, wenn naß schwarzgrau.
25 Mylonitisierter Kalkglimmerschiefer mit allen Zwischenformen von Resten des festen Kalkglimmerschiefers bis zu schwarzen, schmierenden Gleitlagen.
26 Mylonitisierter Prasinit mit allen Übergängen von Resten festen Gesteins bis zu weichen, schmierenden Bändern aus blaßgrünen Muskowit-Chlorit-Strahlsteinschiefern.

Wie erwähnt, ist das Muttergestein der Mn-Minerale Muskowitquarzit. Er ist millimeterbreit gebändert, im Handstück stumpf graugrün und besteht aus abwechselnden Lagen von Quarz mit ausgesprochener Pflasterstruktur, unscharf abgesetzten Muskowit- und Biotitlagen (Biotit braungrün), Karbonatschichten und epidotreichen Lagen. Dazu kommen, über das Schliffbild verteilt, blaßgrüne Strahlsteinhornblende, Chlorit, wenig Titanit und Rutil. Die Körner des Quarzpflasters haben 0·15 bis 0·30 mm Durchmesser. Undulöse Auslöschung ist selten. Mit Quarzkörnern sind auch die Karbonatlagen regellos durchwachsen. Etwa in der Mitte des 50 cm breiten Quarzitbandes, dessen unterste ~ 20 cm das obere Mn-Mineralband sind, ist der Karbonatgehalt am größten. Würde man diesen Mittelbereich allein betrachten, so müßte man von einem Karbonatglimmerschiefer sprechen, der sich vom bekannten grauen Kalkglimmerschiefer durch das Fehlen des kohligen Pigments und durch das reichliche Auftreten lagenweise angeordneter Epidotkriställchen unterscheidet. Der Epidot hält sich bevorzugt an die glimmerreichen Lagen. In der engeren Nachbarschaft der Mn-Bänder und in diesen selbst liegt aber ein ausgesprochener Muskowitquarzit mit nur geringem Karbonatanteil vor. Das Karbonat im Quarzit, wenige Zentimeter über dem oberen Mn-Mineralband, hat n_0 1·66, es steht also dem Kalkspat nahe. Im Liegenden des unteren Mn-Bandes sind einige Zentimeter blaßgrüner Muskowitglimmerschiefer entwickelt. Während in der Mitte des besprochenen 50 Zentimeter breiten Quarzitstreifens, zu dem das untere Mn-Band gehört, einfacher, ungestörter Lagenbau herrscht, stellt sich mit der Annäherung an das Mn-Band eine Textur mit 1 bis 3 mm langen, ovalen Augen ein. Diese bestehen zum Teil aus Karbonat mit dünnen Limonithäuten, zum Teil aus einem gegenüber der Umgebung feinerkörnigen Gemenge von Quarz, saurem Plagioklas, Glimmerschuppen und Erzkörperchen, dem der Länge des Knotens nach blaßblaugrüner Strahlstein eingelagert sein kann. Stets umhüllen Muskowit und Biotit in Polygonalbögen diese Augen. In den Glimmermänteln liegen Mengen kleiner Epidotkriställchen. Je näher an das Mn-reiche Band heran, um so stärker sind die kleinen Knoten aus der Paralleltextur herausgedreht und zeigen dadurch Differentialbewegungen zwischen den Lagen des Quarzits an. Wenige Dezimeter unter dem liegenden Mn-Bande setzt der allmähliche Übergang vom Muskowitquarzit zum Prasinit ein.

Die beiden Mn-reichen Streifen gehören zum Quarzit und sind von ihm nur durch das Dazutreten der Mn-Minerale unterschieden. Der Inhalt der beiden Bänder ist zum Teil stark durchgearbeitet, so daß es bisweilen schwer ist, im Schliff das ursprüngliche Parallelgefüge zu erkennen. Das Quarzpflaster der Mn-Bänder besteht aus

Körnern von 0·15 bis 0·5 mm Durchmesser. Der Oligoklas-Albit mit zirka 13% An (opt. +, n gegen Kanadabalsam und Quarz) ist immer an Mn-Minerale, besonders an Piemontit und Braunit gebunden, ebenso der Tremolit. Apatit ist selten. Fast stets sind Granat und Braunit mit Karbonat vergesellschaftet, das sie offensichtlich verdrängen. Nur an wenigen Stellen des oberen Mn-Bandes tritt makroskopisch himbeerroter Rhodochrosit auf, der auch im Dünnschliff durch merklichen Pleochroismus auffällt. In den Kernen solcher Rhodochrosite sieht man bisweilen zahlreiche sehr dünne, leuchtend rotbraune, sechseckige Schüppchen bis 0.02 mm Durchmesser. Wegen der stärkeren Absorption parallel zur Längsrichtung quergeschnittener Schuppen halte ich Sie für einen Biotit, vielleicht Manganophyll. Ihre Farbe, Größe und scharfe Begrenzung unterscheidet sie von den verbreiteten dünnen, braungrünen Biotithäuten, die die Körner des Quarzpflasters säumen.

Bemerkenswert ist, daß die beiden Mn-Mineralbänder ihren charakteristischen Mineralbestand dort ändern, wo der Gesteinsverband (vgl. Abb. 7, Seitenbild), dem sie eingeschaltet sind, in einer scharfen Flexur mit zirka 1 m innerem Radius nach abwärts gebogen ist. Das obere Mn-Band schwillt dort auf 1 m Breite an und wird zu einem von Quarz durchwachsenen Braunit-Piemontitfels mit auffallend dunkelrotem Piemontit. Das untere Mn-Band verliert an derselben Stelle die bezeichnenden Mn-Minerale und läuft als grünliches, epidotreiches Glimmerschieferband gegen Süden weiter. Die Flexur scheint durch ein örtliches Anschwellen des hangenden Prasinitkörpers erzwungen worden zu sein. In diesem hangenden Prasinitkörper gibt es mehrere Meter über den beschriebenen Mn-Mineralbändern einige kleine, nur wenige Zentimeter lange und millimeterbreite Nester mit Piemontit, die dem Prasinit ohne jedes Anzeichen für sekundäre Einschaltung parallel zur Schieferung eingeschaltet sind.

Der *Granat* ist im Handstück hellgelb, nach der Perlenreaktion schwach Mn-haltig. n 1·78 (Einbettungsmethode). Man findet im Schliff alle Übergänge von dichten, millimeterbreiten Granatlagen bis zu feinem Netzwerk, das die Körner des Quarzpflasters säumt. Karbonatkörner findet man in jedem Zustand der Verdrängung durch den Granat. Sie enthalten daneben feinste, im Mikroskop kaum auflösbare Trübung, unregelmäßig geformte Braunitkörner und Schwärme wenige Hundertstel Millimeter langer Piemontitnädelchen. Braunit und Piemontit gehen wieder als Einschlüsse in den Nachfolger des Karbonats, den Granat ein.

Epidot-Piemontit. Eine ganze Stufenreihe führt von farblosem Klinozoisit oder schwach gelbgrünem Epidot über Kriställchen mit

eben erkennbarem Pleochroismus von blassem Chromgelb nach Weinrot zu Kristallschwärmen mit den intensiven Achsenfarben des Piemontits.

Lagenweise treten idiomorphe Einzelkristalle von 1 mm Länge und kleine Kristallgruppen mit Zonarbau auf, wobei farbloser Klinozoisit den Kern und Piemontit die Hülle bildet (vgl. Abb. 6). Da in diesen Kristallen der Piemontit auch längs der Querrisse entwickelt ist, ist der Schluß gerechtfertigt, daß die Mn-reiche Hülle nicht das Ergebnis isomorphen Schichtwachstums ist, sondern daß das Mangan später von außen in die Körner gedrungen ist.

Die bis über 1 cm langen und mehrere Millimeter dicken, im Handstück tief dunkelroten, seidig glänzenden Nester aus parallelen Piemontitkriställchen von 0·3 mm Einzellänge enthalten zu rund 10% der Masse der Nester sauren Plagioklas, einen leuchtend gelbbraunen Biotit (Achsenbild!) und Braunitkörnchen. In ein und demselben Schliff kann eine millimeterbreite Lage durchwegs zonar gebaute Kristalle und die Nachbarlage reine Piemontite enthalten.

Neben den für das freie Auge tief karminroten Piemontiten kommen $^1/_2$ bis 2 cm breite, rotbraune Adern und Knollen bis zu Walnußgröße vor. Sie erscheinen im Handstück homogen und zum Teil feinstrahlig gebaut. Der Dünnschliff zeigt in diesen Massen, die man nach Farbe und Härte zum Piemontit stellen würde, zentimeterlange und $^1/_2$ cm breite Körner, die aus einem Gewirr unscharf abgesetzter Piemontitkriställchen parallel zur örtlichen Schieferung bestehen. Granatkörnchen, Massen trüber Durchstäubung und ein feines Gewirr von (?) Feldspat, Quarz usw. füllen die Räume zwischen den Piemontitmikrolithen. Die Durchschnittsfarbe dieser großen Körner ist im Dünnschliff ein stumpfes, blasses Karmin. In diese zentimeterlangen Überindividuen sind Reihen bis 1 mm großer idiomorph begrenzter Granatkristalle eingelagert. Die Schnüre von Erz- und Piemontitkörnchen verlaufen in diesen Granaten angenähert nach dem Parallelgefüge der Nachbarschaft und sind durch das Wachstum der Granate nur wenig in der Lage beeinflußt worden. Diese Granate sind also ersichtlich aus den „Piemontit"-Überindividuen entstanden.

Daneben gibt es aber in den braunroten Adern des Gesteins auch gedrungene Einzelkristalle bis $\sim$ 2 mm Durchmesser, die sich durch einen bezeichnenden Pleochroismus: n_X stumpf gelbgrün, (wie n_Z eisenreicher Epidote), n_Y u. n_Z violettstichig Karmin auszeichnen. Diese Farbtöne sind in allen Individuen dieser Art gleich. Sie sind blasser und nicht so rein leuchtend, wie die Achsenfarben des Piemontits. Zonenbau ist häufig, dabei ist stets die Randzone intensiver gefärbt. Die Kristalle sind flach tafelig nach der einzigen guten

Spaltbarkeit. Opt. —, 2 E groß, starke Achsendispersion, schiefe Auslöschung, n_Z von Korn zu Korn wegen Schichtenbau etwas wechselnd $\sim$ 1·76 (Einbettung), $n_Z - n_X \sim 0{\cdot}05$ (Berek-Kompensator). Bei stärkerer Vergrößerung fällt besonders in den Randzonen die Anhäufung des färbenden Pigments in kleinen Flecken auf. Anomale Interferenzfarben mit violettem Stich im Grau I und grellen Rot-, Blau- und Grüntönen in der zweiten Ordnung, ferner ihre fleckige Verteilung weisen darauf hin, daß das Mineral Mn-führendem Epidot nahesteht. Die Deutung als Epidot ist dadurch erleichtert, daß bisweilen von den Randzonen aus richtiger Piemontit gleichsinnig weiterwächst.

Ich suchte in der mir zugänglichen Literatur [1] nach einem Mineral, das dem soeben beschriebenen entsprechen würde. *H. Huttenlocher* (Lit. 7, S. 80) beschreibt von Praborna „alle Übergänge von Mn-freien Epidoten zu eigentlichen Piemontiten" und Mn-freie Epidote mit Mn-hältigen Randzonen. Es ist nicht zu ersehen, ob darunter auch Minerale verstanden sind, die den hier beschriebenen genauer entsprechen. *J. Jakob* (Lit. 8, S. 22) schreibt unter Berufung auf *P. Arbenz* und *F. P. Müller* von einem „rotbraunen, faserig-strahligen Epidot" und benennt ihn Sursassit. Diese makroskopischen Merkmale ließen sich auf das fragliche Mineral von der Moosersperre beziehen, ebenso ein Teil der angegebenen optischen Merkmale; auf keinen Fall aber der bezeichnende Pleochroismus des Sursassits in Dünnschliffen: n_Y tief braunrot, n_X und n_Z farblos. Sursassit kommt also nicht in Betracht. Ardennit ist rhombisch, opt. + und hat wesentlich höheres n. Es wird kein Schaden sein, daß das Mineral nur beschrieben, aber nicht getauft wird. Es ist zwar für das Mn-Vorkommen von der Moosersperre recht bezeichnend, aber nach den beobachteten Anhäufungen des Pigments in mikroskopisch unterscheidbaren Fleckchen kann es ohnedies nicht mehr völlig homogen sein.

Im frischen Gestein ist *Braunit* das einzige Erz. Stets mit ihm vergesellschaftet kommt intensiv gefärbter, feinnadeliger Piemontit in daumennagelgroßen Nestern vor. Nur im Bereich der auf Seite 61 erwähnten Flexur ist der Braunit in unscharf abgegrenzten Schlieren gehäuft. In solchen Schlieren sind die einzelnen Erzknoten bis 1 cm lang, gedrungen tafelig. Nach der Andeutung von Spaltflächen sind sie als (wenigstens ehemalige) Einzelkristalle aufzufassen. Sonst

[1] Verfasser bittet, die beschränkte Literaturkenntnis zu entschuldigen. Die Arbeit entstand neben der Berufstätigkeit weit weg von jeder Fachbücherei. Von der freundlichen Erlaubnis, die Bibliotheken der Mineralogischen Institute an der Universität Wien zu benützen, konnte nur wenig Gebrauch gemacht werden.

kommt das Erz in unregelmäßig gestalteten Körnern aller Größen bis zu feiner Durchstäubung vor. Idiomorphe Formen fehlen ihm.

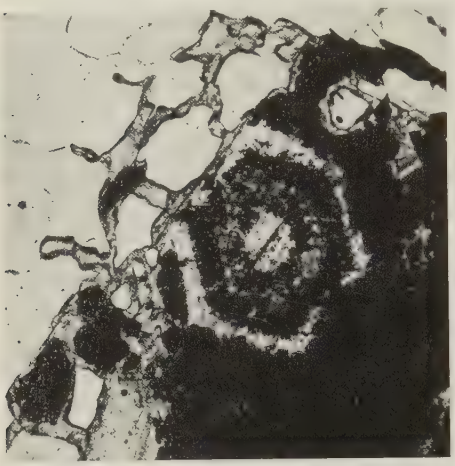


Abb. 8. Moosersperre. Granatkristall in Braunit. Dünnschliff, 41 mal.

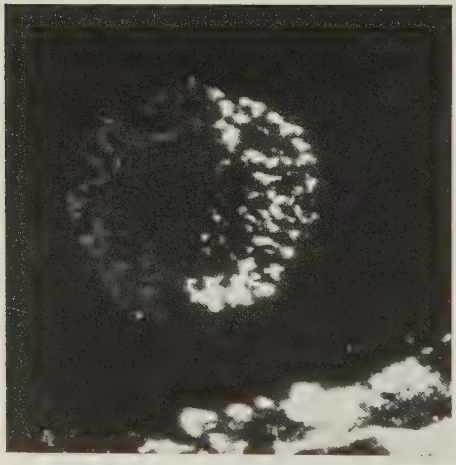


Abb. 9. Moosersperre. Feldspatzwilling in Braunit. Dünnschliff, +N, 49 mal. Eine Hälfte in Dunkelstellung.

Die mineralogischen und erzmikroskopischen Merkmale sind eindeutig: im Handstück stahlgrau, H.∼ 6, schlechte Spaltbarkeit, Strich braunschwarz, matter Metallglanz, Mn-Gehalt hoch, Cl-Entwicklung in HCl [1]. Im Anschliff rein grau, mäßiges Reflexionsvermögen. Reflexions-Pleochroismus in Luft und Öl an Korngrenzen eben zu merken. Zwischen + N ist bei starker Beleuchtung eine feine, unregelmäßige Felderung von Grau mit braunem Stich nach Blaugrau zu sehen. Auch Schliffe, die neben Braunit kaum einige Fünkchen stark doppelbrechender, oxydischer Mn-Erze enthalten, ziehen die Magnetnadel schwach an. Die feine Felderung zwischen + N zeigt leichte, aber unverkennbare Einordnung in die Schieferung. Recht häufig sind in Granatkristallen mehr oder weniger dicht gepackte Kernbereiche und abgesetzte Hüllzonen voll rundlicher Braunitkörnchen von 3 bis 6 μ Durchmesser. Gewöhnlich sitzen diese mit Braunitkörnchen gefüllten, $^1/_2$ mm großen Granate am Rande der größeren Erzkörner und reichen in diese zur Hälfte hinein. Man findet solche Granate aber auch — bisweilen zu Dutzenden in einem größeren

[1] Bor-Nachweis als Borsäuremethylester negativ.

Erzkorn — mitten im Braunit. Vgl. Abb. 10. Die eigentliche Granatsubstanz ist dabei auf ein feines Netzwerk beschränkt. Neben diesen idiomorphen Granaten sind in allen größeren Braunitkörnern zahlreiche kleine Quarz-, Piemontit-, Feldspat- und Karbonateinschlüsse zu finden. Auch Biotit- und Tremolitschuppen fehlen nicht.

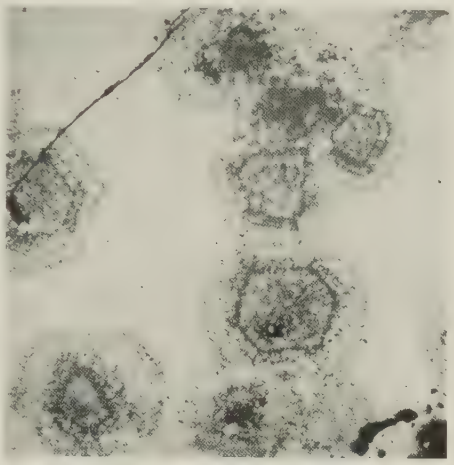


Abb. 10. Moosersperre. Granat-Netzkristalle in Braunit. Übersichtsbild. Anschliff, Luft, 40 mal.

Nun eine Beobachtung, für die vorläufig die Erklärung fehlt: Ebenso regelmäßige, im Schnitt fünfeckig und sechseckig umgrenzte Einschlüsse im Braunit, wie die soeben beschriebenen Netzkristalle von Granat, bildet saurer Plagioklas, der nach der Lichtbrechung $n_Z \sim n$ des Kanadabalsams und dem opt. + Charakter zum Oligoklasalbit gehört. Fünfecke scheinen beim Plagioklas zu überwiegen. Abb. 9 zeigt in durchfallendem Licht zwischen + N einen Feldspatzwilling in Braunit. An das Braunitkorn, von dem diese Abb. 9 stammt, grenzt außen Feldspat mit zahlreichen Piemontitkristallen.

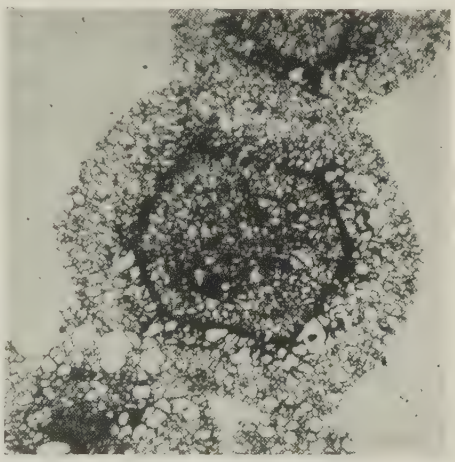


Abb. 11. Moosersperre. Granat-Netzkristall in Braunit. Detail aus Abb. 10. Anschliff, Öl, 89 mal.

Die Anschliffbilder 10 und 11 lassen keinen Zweifel daran, daß die Granat-, allgemein: die Silikatnetzkristalle, mit dem Braunit gleichzeitig oder später als dieser gebildet wurden. Die Ästchen der Granatskelette halten sich genau an die Grenzen der doppelbrechenden Felder des Braunits, die im Bereich der eingeschlossenen Silikatkristalle etwas kleiner sind als daneben. Die doppelbrechenden Felder des Braunits zeigen meist eine leichte Betonung der Schieferungs-

richtung des Gesteins. Auch die Granatskelette sind gelegentlich nach dieser Richtung verzerrt.

Die aus vielen Teilkriställchen gebildeten Piemontitnester und die größeren Braunite verraten durch ihre Strukturen die relativ stärkste Durchbewegung während des Wachstums. Ebenso zeigen schöne Einschlußwirbel in den Kernen der Granate, daß auch der Anfang ihrer Bildung in eine Zeit lebhafter Durchbewegung des Gesteins fällt. Die letzte Kristallisation muß aber bei allen Mineralen die Bewegung überdauert haben.

Nur in einem Anschliff, der von einem Braunitknoten aus der verwitterten Felsoberfläche stammt, ist der Braunit zum guten Teil in ein Gewirr stark anisotroper Kriställchen und in isotropen Jacobsit umgewandelt. Der Jacobsit ist durch das Grau mit Stich nach Olivgrün gut gekennzeichnet. Nach der häufigen Zwillingslamellierung in den stark anisotropen Mn-Oxyden ist anzunehmen, daß das neugebildete Gewirr viel Hausmannit enthält.

Nach der früher gegebenen Beschreibung besteht meines Erachtens kein Zweifel, daß der Karbonatquarzit, in dem die beiden Mn-Bänder von der Moosersperre liegen, sedimentärer Abkunft ist. Wie er genau nach dem allgemeinen Schichtfallen in den Grünschiefer geraten ist, ob in dieser Lage sedimentiert oder durch kurzen Transport später eingeschuppt, wird sich kaum restlos klären lassen. Es sind nämlich an der Ober- und Untergrenze der Mn-Einschaltung auf Meterstrecken wenige zentimeterbreite Lagen strahlsteinreichen Schiefers zu finden, die erfahrungsgemäß immer Bewegungszonen anzeigen. Allerdings sind diese Zwischenschaltungen so schwach ausgeprägt, daß sie wohl nur der Ausdruck einer unbedeutenden, späten Verschiebung sind. Geologisch liegt der Vergleich mit Mn-Einschaltungen nahe, die *E. Clar* (Lit. 1, S. 266 ff.) und *H. Meixner* (Lit. 9, Lit. 11) eingehend beschrieben haben. Ohne zu strenge Parallelen zu suchen [1], findet man in dem in Abb. 7 gezeichneten Profil so viele bezeichnende Schichtglieder aus der Trias-Jura-Serie der Radstädter Tauern wieder, daß die Deutung der Mn-reichen Quarzite von der Moosersperre als Radiolarite des mittleren, bzw. oberen Jura berechtigt erscheint. Das Seitenbild auf Abb. 7 gibt den Aufbau des summarisch als „Quarzitlage" bezeichneten Verbandes wieder. Die ausschließlich grüne Farbe der Quarzitbänder widerspricht nicht der Deutung als ehemaliger Radiolarit. Man vergleiche *H. P. Cornelius* (Lit. 5, S. 265, Anm. 182). *Cornelius*

[1] Zu einem strengen Vergleich der Schichtfolgen reicht der begrenzte Aufschluß am Osthang der Moosersperre nicht aus. Voraussichtlich wird aber die Auswertung der aufgenommenen Kernbohrungen aus dem ganzen Sperrenbereich weiterführen.

nennt darin die Mn-Minerale „das anorganische Leitfossil" der Radiolarite. Daß die Radiolarien die kräftige Metamorphose in der Tauernschieferhülle nicht als erkennbare Fossilien überstanden haben, wird nicht wundern. Das weiße Kalkmarmorband zwischen den Mn-Quarziten erhöht die Wahrscheinlichkeit der angenommenen stratigraphischen Einstufung, denn es entspräche dem von *E. Clar* aus der Radstädter Schichtfolge beschriebenen Bande von Aptychenkalk genau. Für den stratigraphischen Vergleich ist es unwesentlich, daß die Radstädter-Serie dem Unterostalpin und die Tauernschieferhülle dem Pennin zugerechnet wird.

Nach dem Mineralbestand gleicht das Vorkommen von der Moosersperre dem durch *H. Meixner* eingehend beschriebenen vom Schwarzsee und der Fuchsalm aus den Radstädter Tauern in vieler Hinsicht. Braunit, Jacobsit, Piemontit, gelber Mn-Granat, Rhodonit [1] und Rhodochrosit sind beiden Vorkommen gemeinsam. Die Mn-Lagerstätte aus den Radstätter Tauern führt überdies Alurgit, der an der Moosersperre trotz eifrigen Suchens nicht zu finden war. Dafür sind in den Mn-Bändern aus der Moosersperre bezeichnende Zwischenglieder aus der Reihe Klinozoisit—Piemontit zu finden. Es scheint keine zwei Mn-Lagerstätten zu geben, die genau gleiche Paragenesen von Mn-Mineralen haben. (Vgl. *H. Meixner,* Lit. 9, S. 512).

Auch zum Mineralinhalt der berühmten Mn-Lagerstätte von Praborna im Val di S. Marcel bestehen bemerkenswerte Beziehungen. Vgl. *H. Huttenlocher* (Lit. 7). Hier wie dort besteht die geologische Bindung des Mn-führenden Gesteins an Prasinite und Kalkglimmerschiefer des Pennins. Gemeinsam ist auch beiden Stellen die reiche Quarzführung im Mn-Lager und das Überwiegen der Mn-Silikate über die oxydischen Mn-Erze. Gemeinsam sind beiden: Piemontit, zum Teil zonar gebaut mit Mn-freiem Kern, Zwischenformen aus der Reihe Epidot—Piemontit, Mn-Granat mit Netzstruktur und Braunit. Hier wie dort ist eine innige Verwachsung aller Gemengteile durch die Mineralneubildung kennzeichnend. Dem Vorkommen aus der Moosersperre fehlt aber der Violan (Mn-Pyroxen) von Praborna und außerdem der Alurgit.

Für Praborna konnte *Huttenlocher* zur Erklärung der Netzstruktur des Granats eine Verdrängung des Granats durch Quarz infolge Silifizierung der Lagerstätte heranziehen. An der Moosersperre läßt sich dagegen kein Hinweis für die Verdrängung von Granat durch Quarz finden. Granat gehört hier ohne Zweifel zu den letzten Kristallisationen. Zu bemerken ist, daß Apatit und rotbrauner Rutil

[1] An der Moosersperre nur in geringen Mengen in einigen Dünnschliffen festgestellt. Auch Rhodochrosit ist dort im Gegensatz zum Mn-Band der Drossensperre nur spärlich vertreten.

im Mn-führenden Quarzit von der Moosersperre nur in unbedeutenden Mengen vorkommen und daß auch Titanit nur spärlich eingestreut ist.

Die Mn-Erzlagerstätten aus dem Oberhalbstein befinden sich nach der Beschreibung durch *J. Jakob* (Lit. 8) in vergleichbarer geologischer Lage und sind dem Vorkommen an der Moosersperre auch in der angenommenen Genese verwandt. Aber die Mineralführung beider Lagerstätten ist erheblich verschieden.

Schluß.

Es wurden zwei Mn-reiche Paragenesen beschrieben, die räumlich nur 300 m voneinander entfernt, aber in mineralogischer Hinsicht grundverschieden sind. An der Drossensperre ist dem Prasinit ein Band mit Spessartin, Tephroit, Rhodonit und Rhodochrosit eingeschaltet. An der Moosersperre sind an Quarzitbänder Mn-armer Granat, eine Vielfalt von Mn-Epidoten und Braunit gebunden. Beide Vorkommen liegen in der gleichen tektonischen Einheit und man muß für beide denselben Grad der letzten Metamorphose annehmen. In der engsten Nachbarschaft beider Mineralvorkommen sind einander durchaus entsprechende Prasinite. Und doch ist keine Angleichung in den beiden Manganparagenesen erfolgt.

Literatur.

1. *Clar, E.*, Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern. Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, I. Bd. 146, 1937, S. 249—316. — 2. *Clar, E.*, Von der Tarntaler Breccie (Lizum). Sitzungsber. Akad. Wiss., Wien, m.-n. Kl., I. Bd. 149, 1940, S. 71—84. — 3. *Clar, E.*, und *Meixner, H.*, Das Manganvorkommen von Dürnstein (Steiermark) bei Friesach. Carinthia II, 63. Jhrg., 1953, S. 145 ff. — 4. *Cornelius, H. P.*, Aufnahmsbericht über Blatt Großglockner. Verh. Geol. B. A., Wien, 1937, S. 60—63. — 5. *Cornelius, H. P.*, und *Clar, E.*, Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). Abh. Zweigstelle Wien der Reichsstelle f. Bodenf. XXV, H. 1, 1939. — 6. *Hezner, L.*, Über manganreiche kristalline Schiefer Indiens. N. Jb. f. Min., Geol. u. Pal., 1919, S. 7 ff. — 7. *Huttenlocher, H. F.*, Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., XIV., 1934, S. 22—149. — 8. *Jacob, J.*, Die Manganerzlagerstätten zwischen Val d'Err und Roffna (Oberhalbstein), ihre Begleitminerale und ihre Genesis. Schweiz. Min. Petr. Mitt., XIII., 1933, S. 17—39. — 9. *Meixner, H.*, Eine neue Manganparagenese vom Schwarzsee („Kolsberger Alpe") bei Tweng in den Radstädter Tauern (Salzburg). N. Jb. Min., Beil. Bd. 69, Abt. A, 1935, S. 500—514. — 10. *Meixner, H.*, Alurgit und seine Vorkommen. Beziehungen zwischen Fuchsit und Mariposit. Annalen Nat. Hist. Museum, Wien, Bd. 50, 1939, S. 694—703. — 11. *Meixner, H.*, Piemontit aus Osttirol und Romeit aus den Radstädter Tauern; eine Notiz zu tauernmetamorphen Manganvorkommen Osttirols und Salzburgs. N. Jb. f. Min. Mh., 1951, S. 174—178. — 12. *Penfield, S. L.*, On some Minerals from the Manganese Mines of St. Marcel, in Piemont, Italy. Ref. aus Amer. Journ. of Science, Vol. 46, 1893, in N. Jb. f. Min. etc., Bd. II, 1895, S. 21 ff. — 13. *Plöchinger, B.*, Fossile Bakterien in den Tennengebirgs-Manganschiefern? Mikroskopie, Wien, Bd. 7, 1952, S. 197 ff. — 14. *Schneiderhöhn-Ramdohr*, Lehrbuch der Erzmikroskopie. Bd. 2, 1931.

— 15. *Troeger, W. E.*, Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart, Schweitzerbart, 1952. — 16. *Trojer, F.*, Die Herstellung relieffreier Anschliffe. Der Karinthin, Folge 19, 1952, S. 150—153. 17. *Weinschenk, E.*, Die Minerallagerstätten des Groß-Venediger-Stockes in den Hohen Tauern. Z. Krist., Bd. 26, 1896, S. 337—508. — 18. *Weinschenk, E.*, Die gesteinsbildenden Mineralien. Herder, Freiburg i. Breisgau, 1915. — 19. *Winchell, A. N.*, Elements of Optical Mineralogy. 4. Aufl. Vol. II, 1951. — 20. *de Quervain, F.*, und *Jakob, J.*, Forsterit aus einem Tessiner Marmorvorkommen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., XXX., 1950, S. 198 f.

Von der Lehrkanzel für technische Geologie an der Technischen Hochschule Wien.

Studien über Verkieselung.

I. Verkieselte Oolithe aus Algerien.

Von

Alois Kieslinger.

Mit 5 Textabbildungen.

(Eingelangt am 27. März 1954.)

Vor einiger Zeit sandte mir Herr Professor Dr. *Durand-Delga* vom Institut National Agronomique (Paris) merkwürdige Gebilde aus dem Lias von Marabaut, Ostalgerien, deren Formen an fossile Medusen denken ließen. Die nähere Untersuchung hat nun ergeben, daß es sich zwar zweifellos um vollkommen anorganische Pseudofossilien, um sekundäre Verkieselungen handelt, daß nun aber gerade diese Verkieselungen einen besonders klaren und lehrreichen Fall einer Platzverdrängung (Verdrängungspseudomorphose beziehungsweise Metasomatose) mit allen Zwischenstadien vom ersten Beginn bis zum vollendeten Ersatz des Karbonates durch die Kieselsäure sind, so daß eine nähere Beschreibung und Erörterung gerechtfertigt erscheint. Ich bin Herrn Dr. *Durand-Delga* zu besonderem Danke dafür verpflichtet, daß er mir dieses interessante Material für die Untersuchung und Veröffentlichung leihweise zur Verfügung gestellt hat.

Geologische Lage.

Herr Dr. *Durand-Delga* hatte die Freundlichkeit, mir über die Fundumstände folgende Angaben zur Verfügung zu stellen:

„Die übersandten Proben stammen aus einer Zone der Numidischen Kette, 50 km NW von Constantine.

Dieses Gebiet ist sehr stark gefaltet. Man kann von N nach S unterscheiden:

1. Das alte metamorphe Massiv der Kleinen Kabylie, das gegen S auf das Mesozoikum aufgeschoben ist.

2. Zwischengeschaltete tektonische Einheiten, besonders die Schuppen des Massivs von Moul-ed-Demamene, aus Jura und Kreide

bestehend, trennen das Paläozoikum (darüber) vom autochthonen Mesozoikum der Numidischen Kette.

3. Das Autochthon weist sehr spitze und sehr kurze Antiklinalen aus vorwiegend jurasischen Kalken auf, zwischen Synklinalen von Kreidemergeln.

Alle Proben wurden in einer mächtigen Schichtfolge (200 bis 400 m) von massigen Kalken aufgesammelt, die im allgemeinen oolithisch oder zoogen sind, manchmal in dicken Bänken, sehr selten fossilführend.

Diese Kalke scheinen das Hettangien (?), das Sinémurien, das Lotharingien (an einer Stelle datiert) und die Basis das Pliensbachien (datiert am Dj. Sidi-Marouf) zu umfassen.

Genauer:

1. Die erste Probe (27—51) stammt vom Unterlias der Schuppe von Tissimiran am Massiv von Moul-ed Demamene. Das genaue Niveau läßt sich nicht enger bestimmen.

2. Die zweite Probe (d 3) stammt aus dem oberen Lotharingien (oder aus dem basalen Pliensbachien) vom Dj. Sidi-Marouf. Es handelt sich um eine komplexe Antiklinale im Autochthon, 6 km SW von Moul-ed-Demamene.

3. Die dritte Probe (d 2) stammt vom unteren Lias der Antiklinale vom Oued Itera, an der Südflanke des Sidi Marouf. Die Probe wurde 400 m nördlich vom Marabout Sidi-Taourirt genommen, an der Grenze des diskordant transgredierenden Senons.

Die eigenartigen Knollen, die den Gegenstand der vorliegenden Darstellung bilden, sind außerordentlich selten, mindestens in ihrer ausgeprägten Form. Über ihre Beziehungen zur Bankung vermag ich nichts auszusagen.

Die massigen Liaskalke ebenso wie die des Doggers (am Moul-ed-Demamene) und des Tithons (am Sidi-Marouf) haben dagegen häufig gleichzeitige Dolomitisierung und Verkieselung erfahren. Die Verkieselung scheint hauptsächlich in drei Formen auf:

a) Bildung von echtem schwarzem Silex in Lagen oder in Knollen von eigenwilligen Formen, mehr oder minder unabhängig vom umgebenden Kalk. Diese Kieselbildungen gehen wahrscheinlich auf Spongiennadeln (Lias) oder auf Radiolarienschalen (im Dogger und Tithon) zurück.

b) Entstehung von Quarzkristallen in Doppelpyramiden, im Mikroskop sichtbar und eindeutig postsedimentär.

c) An den oolithischen Kalken eine Verkieselung, die mehr oder minder vom Bindemittel der Oolithe ausgeht. Dadurch entsteht manchmal eine „Krone“ von Kieselsäure (Quarz) rund um die Oolithe.

Es ist nicht möglich, den Zeitpunkt dieser Umwandlungen festzustellen, man darf aber annehmen, daß einerseits die Verkieselung, anderseits ein Teil der Dolomitisierung älter sind als das Senon, das schon Gerölle von verkieseltem oder von dolomitisiertem Lias umgelagert enthält. Einige mikroskopische Verkieselungen sind vielleicht auch älter als Oberkreide.

Bemerkt sei, daß die Dolomitisierung verbunden mit einer Hämatit-Mineralisation (Bergwerke von Sidi-Marouf und von Tissimiran) teilweise auch an die pyrenäische tektonische Phase (mittleres bis oberes Eozän) gebunden ist. Es könnte hier also eine Überlagerung von Umwandlungen verschiedenen Alters vorliegen".

Das Muttergestein.

Das Gestein ist ein für das freie Auge vollkommen dichter, dunkelbraungrauer Kalkstein mit glattem Bruch. Erst auf angewitterten Flächen zeigt er durch seine „sandige" Oberfläche seine wahre Natur als Oolith.

Im Dünnschliff ist festzustellen, daß es sich um einen rein karbonatischen Rogenstein handelt. Die einzelnen Ooide sind rund, aber keineswegs von sehr regelmäßiger Kugelform. Ihre Größen sind sehr verschieden, überwiegend 0·2 bis 0·5 mm; das kleinste, das ich fand, hatte 0·008 mm, daneben gibt es aber auch einige wenige größere Kalkgeröllchen von 0·5 bis 2 mm Durchmesser. Diese Ooide zeigen einen radialstrahligen Bau, der eine Schichtung von flau abgegrenzten konzentrischen Kugelschalen durchschneidet. Infolge ihrer geringen Größe ergeben die Kalkspatfasern eine Aggregatpolarisation. Die Kügelchen sind durchwegs lichtbraun verfärbt.

Zur Kornbindung ist folgendes festzustellen: Die Kügelchen sind im allgemeinen sehr dicht gepackt, so daß sie einander unmittelbar berühren. Jedes einzelne ist von einem Pelz von Kalkspatkriställchen umgeben, die einen Rindenkitt bilden. Die verbleibenden Zwickel sind mit wesentlich größeren Kalkspatkörnern, oft mit einem einzigen großen erfüllt. Gelegentlich übergreift diese monokristallische Fülle mehrere Ooide, so daß das Gefüge eines „Kristallsandsteines" nach Art des bekannten von Fontainebleau oder jener aus der österreichischen voralpinen Molasse (Perg, O.-Ö. und Wallsee, N.-Ö.) entsteht.

Die Kieselkonkretionen.

Äußere Form: Die Form der verkieselten Bereiche ist schon an den Handstücken dadurch leicht festzustellen, daß einige von ihnen infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit aus dem Kalkoolith weitgehend herausgewittert sind. Es sind rundliche, diskusförmige

oder knopfartige Körper mit einem verdickten Randwulst und konkaven Kreisflächen, aus denen manchmal noch ein erhöhter Teil (wie ein Vulkankegel aus einem Ringkrater) aufragt. Im Auflicht ist an diesen herausgewitterten Knöpfen die Zusammensetzung aus den kleinen Kieselkügelchen deutlich auszunehmen. Die Größe der Gebilde ist verschieden. Das größte, etwas elliptisch, hatte Durchmesser von 19 und 16 mm und ragte durch Anwitterung 6 bis 7 mm über seine kalkige Umgebung heraus. Ein anderes hatte 9·5 bzw. 11·5 mm Durchmesser und ragte nur 1·5 mm aus dem nichtverkieselten Kalkoolith heraus. Andere waren noch kleiner, z. B. 6 mm und 3 mm.

An quer gebrochenen Stückchen kann entnommen werden, daß auch die Unterseite dieser verkieselten Knöpfe flach oder konkav ist. Es ist anzunehmen, daß die Ebene dieser runden Scheibchen der Schichtungsebene des Gesteins entspricht, doch konnte dies aus den kleinen mir vorliegenden Stücken nicht entnommen werden.

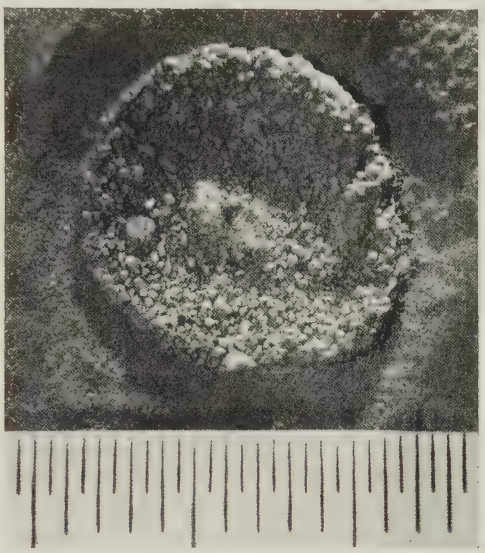


Abb. 1. Ansicht einer durch Anwitterung herausgeätzten Verkieselung. Probe d 3. Dj. Sidi-Marouf. Oberes Lotharingien oder basales Pliensbachien. Der Maßstab ist in halbe Millimeter geteilt.

Daß Konkretionen, soweit sie nicht reine Kugelform haben, scheiben- bis kreiselförmige Rotationskörper mit einer größten Ausdehnung in der Ebene der Schichtung darstellen, ist eine ungemein weit verbreitete Erscheinung; sie geht wohl darauf zurück, daß das Gestein in gewissen Lagen eine etwas höhere Porosität hat als in den anderen. Viel sonderbarer ist im vorliegenden Falle die ringförmige Anordnung der Verkieselung, innerhalb derer ein noch nicht oder erst schwach verkieselter Bereich liegt, der allenfalls im Zentrum wieder Verkieselungen zeigt. Der verkieselte Ringwulst ist nichts anderes als die körperliche Form der bekannten Diffusionsringe. Wenn also auch Konkretionen in zentrifugaler Richtung wachsen, so muß dies keineswegs stetig erfolgen. Es sind eben die von *Liesegang* formulierten rhythmischen Fällungen, die den konzentrischen

Bau so vieler Konkretionen bedingen. Schon jetzt sei auf die auffallende Tatsache hingewiesen, daß die Fasern des verkieselten Ringes auf ein Zentrum konvergieren, das selbst noch nicht verkieselt ist. Es sind hier also Richtkräfte am Werk, über die ich in der Fachliteratur nichts finden konnte. Im übrigen ist Radialfaserigkeit bei Konkretionen ungemein häufig (vgl. auch *Behrend-Berg*, Chemische Geologie, S. 519, Stuttgart, 1927).

Die Diskenform findet sich auch bei Konkretionen aus anderen Mineralen. So z. B. hat *Kindle* pfannkuchen- und untertassenförmige Mangankonkretionen aus einem Süßwassersee in Neuschottland beschrieben, deren Abbildungen unseren Formen z. T. äußerst ähnlich sind.

Innerer Bau: An den Dünnschliffen durch verkieselte Bereiche ist schon ohne Mikroskop mit freiem Auge zu sehen, daß die verkieselten Stellen wesentlich lichter geworden sind als ihre Umgebung, d. h., daß das braune Pigment mindestens teilweise verschwunden ist. Die mikroskopische Untersuchung zeigt die Neubildungen erfüllt von radialstrahligen bzw. faserigen Aggregaten mit der geringen Doppelbrechung des Quarzes. Seltener erscheinen sie körnig, was aber auf Zufälligkeiten der Schnittlage zurückgehen kann; denn es sind weder die radialfaserigen Gebilde so vollkommen regelmäßig gebaut noch auch gehen die Schnitte der Dünnschliffe genau durch ihren Mittelpunkt. An der Grenze gegen das noch nicht verkieselte Gestein, an der Verkieselungsfront, zeigt sich stets ein fadendünner Kranz von feinsten Quarzkriställchen.

Mineralogische Natur der Neubildungen.

Hauptsächlich französische Mineralogen (*Michel-Levy, Munier, Chalmas, Mallard* und spätere) haben für solche Kieselminerale eine Reihe von Abarten unterschieden. Neben der allgemeinen Bezeichnung für die faserige Ausbildung von Chalzedon hat man besonders noch den Quarzin unterschieden. Daneben die selteneren Abarten von Lutecit und Lussatit. Alle diese Gebilde sollten zweiachsig mit einer verschiedenen Lage der Faserrichtung sein. Über die verschiedenen Formen solcher faseriger Kieselbildungen gibt es eine sehr große, schwer übersehbare Spezialliteratur. Schon lange (*Hein* 1908 und andere) vermutet man, daß es sich um ein und dasselbe Mineral handle und daß auch die Zweiachsigkeit nur eine Art Spannungsdoppelbrechung sei, die sich aus dem vorangegangenen Opalzustand erhalten hat (*Wetzel* 1913). *Correns* und *Nagelschmidt* sprechen von einer Formdoppelbrechung.

Der sinnfälligste Unterschied zwischen Quarzin und Chalzedon ist der, daß beim Quarzin α'in der Längsrichtung, beim Chalzedon γ' in der Längsrichtung liegt. Abgesehen von der optischen Orientierung, die sich an den sehr dünnen und zum Teil überdies vermutlich verdrillten Fasern nicht immer ganz eindeutig feststellen läßt, scheint ein gewisser Unterschied zwischen Chalzedon und Quarzin von manchen Mineralogen darin erblickt zu werden, daß die Fasern des „typischen" Chalzedons ungemein fein sind und daß infolgedessen bei ihnen die Aggregatpolarisation mit dem dunklen (*Brewster*schen) Kreuz entsteht. Der Quarzin hingegen ist mehr strahlig blätterig.

Bei unseren Neubildungen handelt es sich um fächer- oder besenartige radialstrahlige Fasern von sehr verschiedenen Ausmaßen: gewöhnlich messen die längeren 250 bis 320 mμ, die Breite scheint vorwiegend 30 bis 50, ausnahmsweise bis 120 mμ zu sein. An den vorliegenden verhältnismäßig dicken Schliffen waren genauere Messungen kaum möglich, für die Anfertigung neuer Schliffe war nicht genügend Material vorhanden. Jedenfalls handelt es sich hier nicht um jene allerfeinsten Fasern, die beim „typischen" Chalzedon auftreten und die infolge ihrer Feinheit das *Brewster*sche Kreuz zeigen (solche Fasern zeigten an Sammlungsmaterial Dicken von 1 bis 3 mμ, ein anderer Chalzedon von Carn Brea, Camborn, Cornwall, aus der Schliffsammlung von *Voigt* und *Hochgesang* hatte so feine Fasern, daß ich sie mit den mir zur Verfügung stehenden Hilfsmitteln nicht mehr messen konnte; ich schätze sie auf 0·5 mμ). Es sind vielmehr fächerige, gelegentlich an Schmetterlingsflügel erinnernde Aggregate. Sie haben bald α', bald γ' in der Längsrichtung:

In den Dünnschliffen 2751 (bez. „Ne Tinimiran gote") und D 3 (bez. „éboulis 400 m E cote 1217, Marout") finden sich in den Fächern beide Orientierungen nebeneinander, wobei die „Chalcedon-Form" mit etwa zwei Dritteln über die „Quarzin-Form" überwiegt. Im Schliff D 2 (bez. „Klippe 400 m N Marabout"), das ist jene noch zu besprechende Verkieselung mit den neugebildeten Dolomit-Rhomboederchen, haben alle Fasern ausnahmslos γ' in der Längsrichtung, wären also als Quarzin anzusprechen.

Aus diesem Befund läßt sich der Schluß ziehen, daß die kieseligen Neubildungen aus einem Nebeneinander von Chalzedon (im engeren Sinne) und von Quarzin bestehen. Daß einer der Schliffe nur Quarzin gezeigt hat, ist kaum mehr als ein Zufall.

Pigmentabwanderung.

Hält man die Dünnschliffe gegen das Licht, so sind die verkieselten Bereiche schon mit freiem Auge als farblos von dem übrigen lichtbraunen Schliff zu unterscheiden. Noch deutlicher zeigt sich diese Erscheinung unter dem Mikroskop. Es hat im Zuge der Ver-

kieselung eine Abwanderung des Pigments stattgefunden. Aber wohin? Darauf gibt nur einer der Schliffe (D 2) eindeutig Antwort:

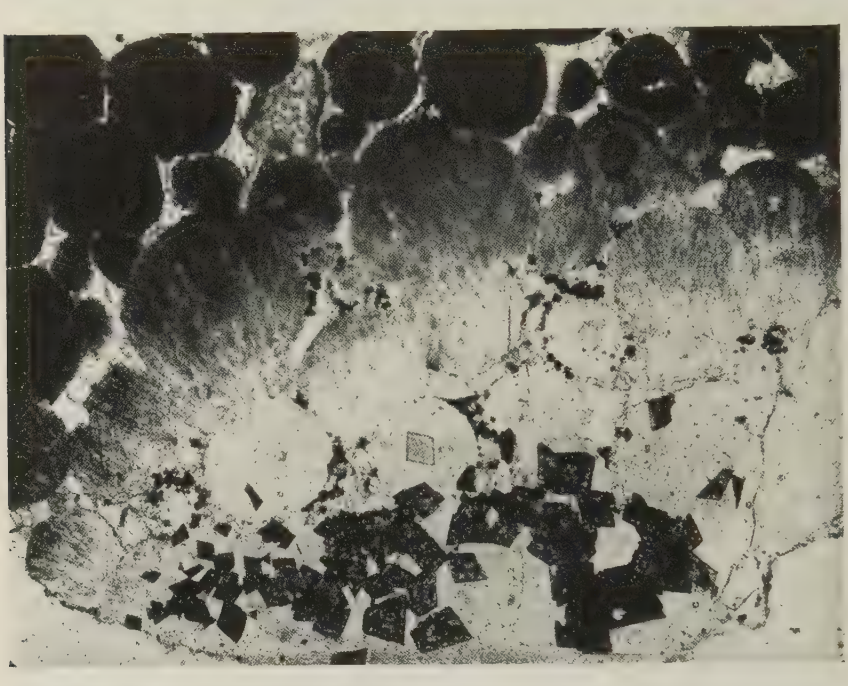


Abb. 2. Dünnschliff durch einen Verkieselungshof. Zeigt Abwanderung des Pigments aus den Ooiden und Anreicherung in den neu gebildeten Dolomit-Rhomboedern. Probe d 2. Unterlias der Antiklinale von Oued Itera, Südflanke des Sidi-Marouf, 400 m nördlich von Marabout Sidi-Taourirt. Gewöhnliches Licht, Vergrößerung 23fach linear

In dem hellen verkieselten Bereich liegen zweifellos neu gebildete scharf ausgeprägte Rhomboeder eines Karbonats, das wohl nur Dolomit sein kann. In ihnen ist nun das Pigment angereichert, und zwar hauptsächlich im dadurch fast undurchsichtigen Kern, so daß diese Kriställchen alle dunkel „gefüllt" erscheinen. Man könnte auch sagen, daß sich die Rhomboederchen von (vermutlichem) Dolomit um die Pigmentkonzentrationen als Kern auskristalliert haben. Ob dieser Vorgang in anderen Konkretionen sich nicht in der gleichen Weise abgespielt hat oder ob die anderen Schliffe nicht genau durch den Mittelpunkt der Verkieselung gehen, vermag ich nicht zu entscheiden.

Verhältnis der kieseligen Neubildungen zu den Kalkooiden.

Der Befund an verschiedenen Schliffen zeigt alle Entwicklungsstufen des Verdrängungsvorganges, wie sie sich am gleichen Punkt

hintereinander abgespielt haben müssen, in einem lehrreichen Nebeneinander.

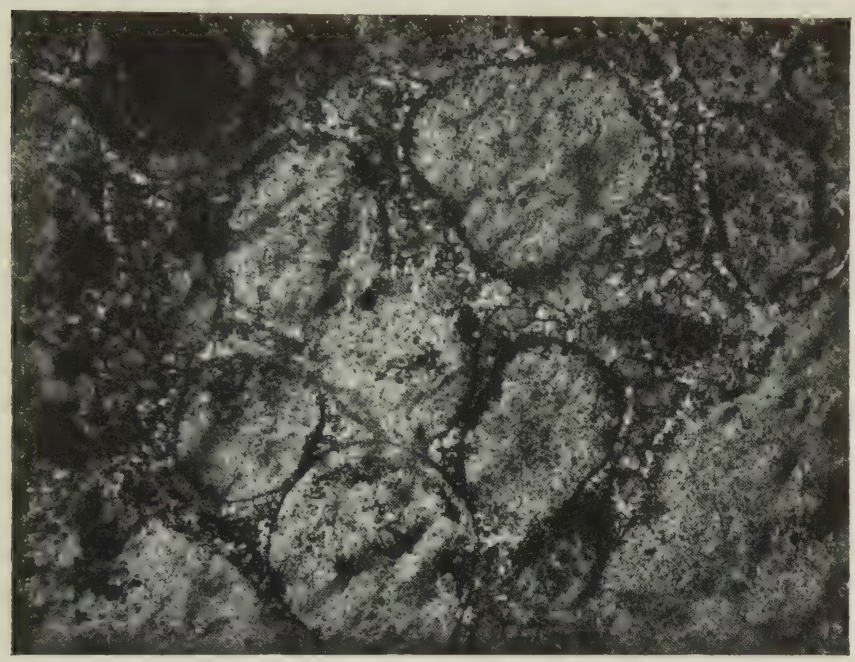


Abb. 3. Einzelheit aus einem verkieselten Bereich. Im gewöhnlichen Licht sind die Umrisse der verkieselten Ooide noch deutlich zu sehen. Probe d 3 vom Dj. Sidi-Marouf. Nicols parallel. Vergrößerung 75fach linear.

Die Neubildung der Kieselfasern erfolgt in radial gestellten Strahlen, die von einem imaginären Mittelpunkt ausgehen. Imaginär deswegen, weil sehr oft eben diese Mitte noch gar nicht verkieselt ist, sondern der Verkieselungsbereich einem Kreisring entspricht, in dessen Mitte der Kalkoolith noch erhalten ist.

Die Neubildungen halten sich nicht an die einzelnen Ooide, sondern die Kieselfasern gehen nur zu oft einheitlich durch mehrere Ooide hindurch, so daß das Bild im polarisierten Licht seine Ähnlichkeit mit dem im unpolarisierten weitgehend oder vollkommen verloren hat.

Der Vorgang der Verkieselung nimmt im allgemeinen keine Rücksicht auf die vorhandenen Ooide und auf ihr Bindemittel (es erfolgt keine „selektive Verkieselung"), sondern die Grenze, die Verkieselungsfront, verläuft ohne Rücksicht auf das alte Gefüge und schneidet sehr oft einen Teil der Ooide durch. Es gibt nun doch aber

auch Fälle, in denen die Ooide deutlich stärker, das heißt weitergehend verkieselt sind als die Füllmasse der Zwickel; Fälle, in denen

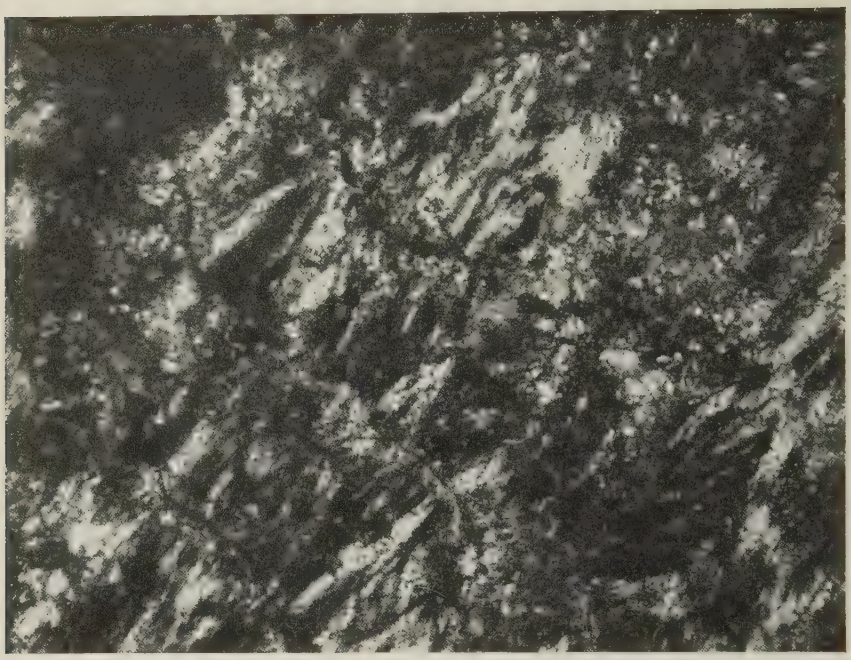


Abb. 4. Der gleiche Ausschnitt im polarisierten Licht. Die Chalzedonfasern sind radial ausgerichtet, ohne auf die einzelnen Ooide Rücksicht zu nehmen.

also doch eine Art Auswahl erfolgt ist, vermutlich deswegen, weil die Kalkfasern der Ooide leichter anzugreifen waren als die etwas gröberen Kriställchen des Bindemittels. Ich glaube also, daß man bei der ganzen unleugbar vorhandenen Variationsbreite des Verkieselungsvorganges gewissen Einzelheiten nicht allzu große Bedeutung zulegen darf.

Die Verkieselung erfolgt aber insofern nicht gleichmäßig und vollständig, als im verkieselten Bereich erhebliche Karbonatreste übrig bleiben. Die Verkieselung erfaßt zuerst die kleinen Kalkspatkriställchen, also die Fasern der Kalkooide und die „Pelzkristalle" des Rindenkittes. Dagegen kann sie offenbar mit den großen Kalkspatkristallen, die die Zwickel zwischen den Ooiden ausfüllen oder auch jenen, die sich im Kern von offenbar ursprünglich hohlen Ooiden befinden, nicht so leicht fertig werden und diese großen Kristalle bleiben ganz oder doch weitgehend verschont. Es ist dies also im vorliegenden Material zweifellos ganz der entgegengesetzte Fall eines

dolomitischen Ooliths von Möllerfeld, Deutsch-Südwest-Afrika, mit jener Verkieselung, von der *Storz* (a. a. O., S. 299, Fig. 103 und 104)

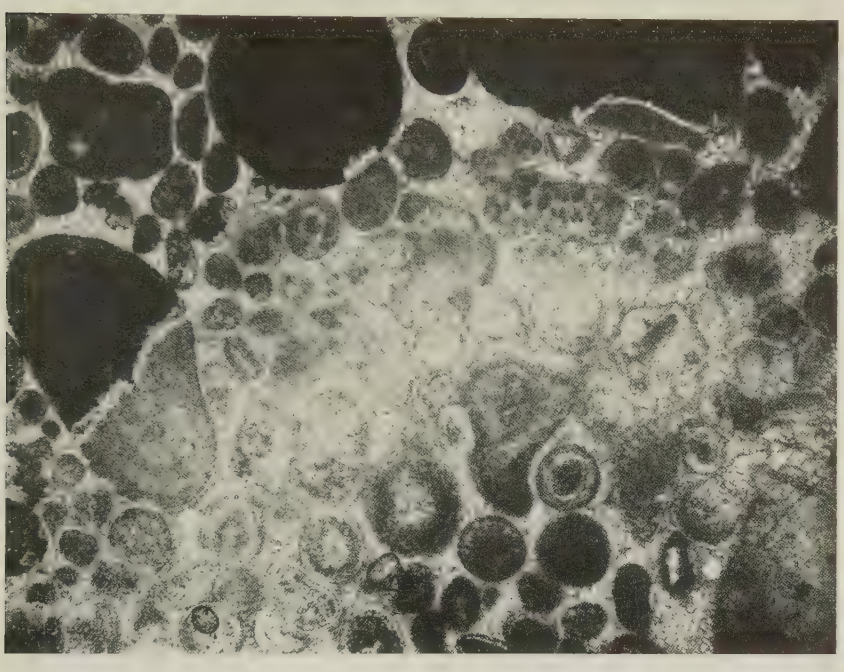


Abb. 5. Rand eines Kieselknollens. Die Verkieselung, von Pigmentabwanderung begleitet, geht mit ihrer Front quer durch die Ooide. Das Zentrum des Knollens ist noch nicht verkieselt. Probe 27–51 Unterlias der Schuppe von Tissimiran am Massiv von Moul-ed-Demamene. Gewöhnliches Licht, Vergrößerung 23fach linear.

festgestellt hat, daß bei ihr gerade die großen Kristalle zuerst umgewandelt werden. Auch *Correns* stellt fest, daß die feinkörnigen Kriställchen leichter verkieselt werden als die groben und bringt dafür eine plausible Deutung (1939, S. 260).

Der Verkieselungsvorgang im Lichte der neueren Terminologie.

Schon zu Beginn unseres Jahrhunderts hat *Kalkowsky* die begrifflich wichtige Unterscheidung von Einkieselung und Verkieselung vorgenommen. Erstere ist eine bloße Durchtränkung eines Gesteins mit Kieselsäure, also im wesentlichen lediglich eine Ausfüllung von Hohlräumen, letztere ein tatsächlicher Ersatz einzelner oder aller Gesteinsgemengteile durch Kieselsäure, also Verdrängungspseudomorphosen. *M. Storz* hat in einer umfangreichen Unter-

suchung an einem riesigen Material das Verhalten der „sekundären authigenen Kieselsäure" untersucht und für die verschiedenen Bildungen eine sehr ins einzelne gehende Terminologie aufgestellt. Unter anderem hat er zu den beiden vorhin genannten Begriffen noch den einer „Durchkieselung" hinzugefügt, die zum Unterschied von der Einkieselung, die nur die gröberen Hohlräume ausfüllt, auch allerfeinste Poren erfüllt, ohne Anwanderung von primären Stoffen. Ich möchte versuchen, die oben beschriebenen algerischen Kieselkonkretionen in der Systematik von *Storz* unterzubringen:

Ein-, Durch- oder Verkieselung. Es unterliegt nicht dem geringsten Zweifel, daß es sich hier um typische *Verkieselungen* handelt. Ein Vorgang also, bei dem das Ausgangsmaterial (Kalkspat und Beimengungen) im wesentlichen abgeführt und durch Kieselsäure ersetzt wurde, begleitet gelegentlich von der Neuausscheidung eines am Platze verbliebenen Dolomits und vom Platzwechsel des Pigments.

Direkte und indirekte Verkieselung. Die Verdrängung der Altsubstanz und die Auskristallisation der Kieselsäure ist in unserem Falle ein einheitlicher Vorgang. Dies ergibt sich aus der orientierten (radial gerichteten) Lage der neu gebildeten Kieselsäurefächer, vor allem aus der Tatsache, daß sie zwischen noch verbliebenen Kalkspatkörnchen durchstoßen. Es liegt kein Anzeichen dafür vor, daß sich zuerst Opal gebildet hätte und dieser erst nachträglich zu Chalzedon „entglast" wäre; in diesem Falle hätten sich ja die „typischen" Chalzedone mit ihren ungemein feinen Fasern und der Aggregatpolarisation entwickelt.

Interne und externe Verkieselung. Mit diesen Begriffen unterscheidet *Storz* zwischen einer Zufuhr der Kieselsäure von außen einerseits und ihrer Herkunft aus Eigenbestand des Gesteins anderseits. Ich glaube, daß sich die erstere doch stets in der räumlichen Anordnung des Verkieselungsbereiches ausdrücken müßte, also etwa in einer einseitigen (z. B. oberflächlichen) Verkieselung des Gesteins. Im vorliegenden Falle aber sprossen die Verkieselungsnester in der Art typischer Konkretionen getrennt und unabhängig von einander mitten im Gestein auf. Meines Erachtens spricht dieser Umstand sehr dafür, daß eine mehr oder minder gleichmäßig im Sediment schon vorhandene Kieselsäure (etwa von Spongienresten, Radiolarien oder dergleichen stammend) aufgelöst und nach der üblichen Art von Konkretionen an einzelnen Stellen angereichert wurde. Die Kieselsäure kann übrigens, unsichtbar fein verteilt, bereits in den Kalkooiden enthalten sein. So fand man im Karlsbader Sprudelstein und in ähnlichen Bildungen erhebliche Gehalte an Kieselsäure [1]

[1] *Roth, J.*, Allgemeine und chemische Geologie *1*, S. 580 und 582, Berlin, 1879.

Über die Frage, wohin das aufgelöste Kalziumkarbonat gekommen sein mag, geben die kleinen mir vorliegenden Stücke keine Auskunft. Sie mögen Klüfte zu Spatadern ausgefüllt haben, im übrigen ist jedes derartige Sedimentgestein porös genug, um so geringe Stoffmengen, etwa in den Zwickelfüllungen der Ooide, aufzunehmen.

Auflösungsverkieselung oder Molekularverkieselung. Eine Auflösungsverkieselung hat dann stattgefunden, wenn das ursprüngliche Mineral ganz aufgelöst und durch eine Neubildung ersetzt wurde. In diesem Falle könne, so erklärt *Storz*, keine Strukturabbildung zustande kommen. Dagegen werde bei der Molekularverkieselung durch langsamen Stoffaustausch die gelöste Substanz sofort durch Kieselsäure ersetzt, sozusagen Molekül für Molekül, so daß die Strukturmerkmale des Ausgangsminerals erhalten bleiben. Diese Unterscheidung ist dem Sinne nach nichts wesentlich anderes als jene, die an den Pseudomorphosen schon 1815 *(Breithaupt)* zuerst erkannt und dann 1840 von *Landgrebe* eindeutig formuliert wurde und die heute noch in der Unterscheidung von Ausfüllungs- und Verdrängungspseudomorphosen gehandhabt wird, während die Umwandlungspseudomorphosen als Paramorphosen bezeichnet werden.

Bei den algerischen Verkieselungen liegt nun sicherlich im wesentlichen eine Molekularverkieselung vor, unter Erhaltung des alten Oolithgefüges. Eine mikroskopische Betrachtung der angewitterten Verkieselungsnester im Auflicht zeigt sehr deutlich, daß die einzelnen Kügelchen erhalten sind und daß sie sich nur durch ihre Farbe von den Kalkkügelchen unterscheiden. Diese Feststellung gilt aber nur für eine gewisse Größenordnung, eben die der Ooide. Sie gilt aber nicht mehr für deren feineren Innenbau. Ihr ehemaliges einerseits radialstrahliges, anderseits konzentrisch schaliges Gefüge ist durch die Verkieselung vollkommen zerstört. Die neu gebildeten kieseligen Radialfasern sind nicht auf den Mittelpunkt der Ooide, sondern auf das (imaginäre) Zentrum des ganzen Verkieselungsbereiches ausgerichtet. Sie durchqueren also die kreisförmigen Durchschnitte der Ooide als Sehnen und sie setzen sich, wie wir oben gesehen haben, auch durch mehrere Ooide unverändert fort.

Vergleich mit ähnlichen Verkieselungen.

Eine teilweise (selektive) Verkieselung eines dolomitischen Ooliths von Möllerfeld, Deutsch-Südwest-Afrika, hat, wie oben erwähnt, Storz (a. a. O., S. 299) beschrieben. Es handelt sich um die Umwandlung einzelner großer Karbonatkristalle im Bindemittel (also das Umgekehrte wie bei den algerischen Formen, bei denen gerade die großen Karbonatkristalle am längsten erhalten bleiben).

Die Kieseloolithe des wallonisch-rheinischen Grenzgebietes sind mehrfach beschrieben worden. Sie sind in ihrer heutigen Form Gerölle vermutlich pliozänen Alters, deren Anstehendes nicht bekannt ist. Die überaus zahlreichen Arbeiten (vgl. etwa die Zitate bei *Stevens*) befassen sich aber hauptsächlich mit der geologischen, dagegen kaum ausführlich mit der petrographisch-mineralogischen Seite des Problems. *E. Kaiser* (1907) beschreibt sie als verkieselte Kalkoolithe, die aus feinen, aber wirr durcheinander stehenden Chalcedon-Individuen bestehen; sie sinken auf so geringe Dimensionen herunter, daß nur noch Aggregatpolarisation zu erkennen ist. In andern wieder treten grob- und dabei radialstrahlige Oolithe auf. *Cailleux* hat 1947 im Anschluß an seine Beschreibung der im Boden entstandenen Kieselkonkretionen zum Vergleich auch einen solchen wallonischen Kieseloolith beschrieben. Es sind winzige Knollen von 0·3 bis 0·6 mm, vielleicht pseudo-oolithisch, die im Kern aus Quarzkörnchen von meist nur 10 bis 20 mμ Größe bestehen und umgeben sind von einer Aureole von quarzitischen Fasern von 60 mμ Länge, mit positiver Längsrichtung, stellenweise in typischen Quarz übergehend.

Aus dieser Beschreibung folgt, daß man die hier behandelten algerischen Konkretionen nicht als Kieseloolithe bezeichnen dürfte, denn es sind ja Kalkoolithe, deren Oolithgefüge von den Kieselneubildungen im Feinbau nicht übernommen und abgebildet wird. Wenn solche angewitterte Konkretionen sich noch immer als aus Kügelchen bestehend erweisen, so geht dies nur darauf zurück, daß das Bindemittel zwischen den Kügelchen eben doch weniger verkieselt ist als die Ooide selbst.

Cailleux hat Neubildungen aus Verwitterungsböden der Charente beschrieben. Es sind Knollen von meist nur einigen Zentimetern Größe. Sie sind zusammengesetzt aus annähernd kugeligen Gebilden, von denen jedes seinerseits von radial angeordneten länglichen Quarzkristallen im Kern und gröberen Quarzkristallen in einer Außenzone aufgebaut wird. Andere ähnliche Konkretionen aus anderen Teilen Frankreichs und des Libanons zeigten bei feinerem sphärolithischem Bau Fasern von Quarzin.

In einer Studie über Oberflächenverkieselungen in der Steinwüste (Hammada) der nördlichen Sahara beschreiben *Auzel* und *Cailleux* Kieselkonkretionen in einem Kalkstein, die aus Sphärolithen von Chalzedon bestehen. Die von ihnen abgebildeten Formen eines weniger aus Fasern als aus langen Schuppen bestehenden Chalzedons, den sie „flammulée" nennen, zeigen unter dem Mikroskop größte Ähnlichkeit mit den algerischen Gebilden. Die äußere Krustenform hat mit unseren Konkretionen keinerlei Ähnlichkeit.

Verkieselung von Kalkoolithen der oberen Visé-Stufe aus der Umgebung von Tuisit (Grenzgebiet Algier—Marokko) hat *G. Lucas beschrieben* (l. c., S. 77), die aber von der hier vorliegenden durchaus abweicht (eine Rindenzone in ein Mosaik von feinem Mikroquarzit oder in ein einziges Quarzkorn verwandelt).

Aus dem Trochitenkalk (unterem Hauptmuschelkalk) am Ostrande des Schwarzwaldes hat *Hohenstein* Verkieselungen beschrieben, welche kalkige Oolithe erfaßt und sie zum Teil in die sogenannten Hornsteinbänke umgewandelt haben; es sind also anscheinend nicht bloß einzelne konkretionäre Knollen wie bei den algerischen Bildungen, sondern ganze Verkieselungsbänke. Wenn ich die Beschreibung richtig verstanden habe (es wird leider der Gesteinsbegriff Oolith gleichzeitig auch für die einzelnen Kügelchen, die Ooide, gebraucht), so ist der Vorgang der Verkieselung hier doch wesentlich anders: Die einzelnen Ooide werden vorwiegend mit „dichtem Quarz" ausgefüllt, die Zwickel dagegen mit typischem Chalzedon, der so feinfaserig ist, daß er das Brewstersche Kreuz zeigt. Seine Fasern sind vielfach senkrecht zur Oberfläche der Ooide orientiert. Die Kieselsäure stammt mindestens teilweise von Kieselspongien.

Das *Neben*einander von Chalzedon sensu stricto und Quarzin habe ich im einschlägigen Schrifttum nur einmal erwähnt gefunden. *Neuwirth* beschreibt es von Nestern und Spaltenfüllungen im „Mühlsteinbruch" (mit einem Quarztrachyt) bei Gleichenberg, Steiermark. Er spricht von „faserigen Individuen, die sich in bezug auf die Faserrichtung einmal negativ und zum andernmal positiv verhalten".

Das Hintereinander von Chalzedon und Quarzin, das heißt die Anordnung in konzentrischen Zonen, ist oft beschrieben worden, besonders ausführlich von *Hein*.

Zusammenfassung.

Problematika aus dem Lias von Ost-Algier erwiesen sich als örtliche Verkieselungen eines Kalkooliths, die dann durch Anwitterung herauspräpariert wurden. Im Mikroskop ist die allmähliche Verdrängung der Kalkooide durch faserige Kieselminerale (teils Chalzedon, teils Quarzin) in allen Phasen festzustellen. Die neu gebildeten Fasern stehen radial, konvergieren also auf ein gelegentlich selbst noch nicht verkieseltes Zentrum. Im Sinne der neueren Nomenklatur handelt es sich um eine direkte, interne und Molekularverkieselung. Vergleich mit ähnlichen Bildungen.

Literatur.

Auzel Marguerite, et *A. Cailleux,* Silicifications Nord-sahariennes. Bull. Soc. géol. France 5° série *19,* 553—559, Paris, 1949. — *Barvíř, Heinrich,* Quarzin von Heřman

Městec. Sitzungsber. K. Böhm. Ges. d. Wiss. Jahrg. 1893, Abh. XIII, Prag, 1894. — *Breithaupt, Aug.,* Über die Aechtheit der Kristalle. Freiburg, 1815. — *Cailleux, A.,* Concrétions quartzeuses d'origine pédologique. Bull. Soc. géol. France 5° série *17,* 475—482, Paris, 1947. — *Correns, C. W.,* Die Sedimentgesteine. In *Barth, Correns, Eskola,* Die Entstehung der Gesteine. Springer, Berlin, 1939. — *Correns, Carl W.,* und *Günther Nagelschmidt,* Über Faserbau und optische Eigenschaften von Chalzedon. Zeitschr. Krist. *85,* 198—213, Leipzig, 1933. — *Hein, Heinrich,* Untersuchung über faserige Kieselsäuren und deren Verhältnis zu Opal und Quarz. Neues Jb. f. Min. Beil.-Bd. *24,* 182—231, Stuttgart, 1908. — *Hohenstein, Viktor,* Beiträge zur Kenntnis des mittleren Muschelkalkes und des unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand. Geolog. u. paläontolog. Abhandlungen N. F. *12,* Heft 2, Jena, 1913. — *Kaiser, Erich,* Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. Jb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. *28* für 1907, 57—91, Berlin, 1910. — *Kalkowsky, E.,* Die Verkieselung der Gesteine in der nördlichen Kalahari. Sitzber. u. Abh. Naturwiss. Ges. Isis, Dresden, 1901. — *Kindle, E. M.,* Lacustrine concretions of manganese. Am. Journ. Sci. 5 ser. *24,* 496—504, New Haven, Conn. 1932. — *Landgrebe, Georg,* Über die Pseudomorphosen im Mineralreiche und verwandte Erscheinungen, Cassel, 1841. — *Lucas, Gabriel,* Description géologique et pétrographique des monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed. Bull. du Service Géol. de l'Algérie 2. série, Nr. 16, Laval, 1942. — *Michel-Lévy* et *Munier-Chalmas,* Mémoire sur diverses formes affectées par le réseau élémentaire du quartz. Bull. Soc. franc. Minér. *15,* 159 ff., Paris, 1892. — *Neuwirth, Erich,* Röntgenuntersuchungen an steirischen Opalen und Chalzedonen. T. M. P. M. 3. Folge, *3,* 32—36, Wien, 1952. — *Stevens, Ch.,* Le problème belge des kieseloolithes. Bull. Soc. Belge de Géologie *54,* 52—68, 178—184, Bruxelles, 1945. — *Storz, Max,* Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrogenetisch-geologischen Bedeutung. Monographien z. Geol. u. Pal. I. 1928, II. 1931. Berlin, Borntraeger. — *Wetzel, W.,* Untersuchungen über das Verhältnis von Chalzedon und Quarz zu Quarzin. Centralbl. Min. Geol. Pal. 1913, 356—366.

Aus dem Institut für angewandte Mineralogie und Petrographie der Technischen Hochschule Wien.

Differential-thermoanalytische Untersuchungen an Magnesiten.

Von

P. Wieden.

Mit 4 Textabbildungen.

(Eingelangt am 1. April 1954.)

Allgemeines über Differential-Thermoanalyse (DTA). Apparatur und Versuchsbedingungen. Einfluß der Korngröße auf die Meßgenauigkeit. DTA-Kurven von verschiedenen Magnesiten. Abbaukurven von Reinstkarbonaten (Magnesit, Calcit, Dolomit und Siderit). Mischreihe Calcit-Dolomit. Quantitative Auswertung der DTA-Kurven und Bestimmung des Mineralinhaltes. Möglichkeit der Messung der Kristallisationswärme des Magnesiumoxydes mit Hilfe der DTA. Zusammenfassung und Literaturübersicht.

Im Zusammenhang mit genetischen Fragen der Magnesitbildung ist es von Interesse, den Mineralinhalt von Magnesiten zu kennen. Da in den meisten Fällen weder durch mikroskopische Untersuchungen noch durch die chemische Analyse genaue Ergebnisse zu erhalten sind, wurde versucht, den Mineralinhalt durch differential-thermischen Abbau zu bestimmen. Die optische Untersuchung von Magnesit, Dolomit, Calcit und Siderit ist schon bei Vorliegen von sehr reinen Komponenten nicht ganz einfach, wird aber bei durch Einbau von Fremdionen (z. B. Eisen) verunreinigten Karbonaten fast unmöglich. Weiters kommt die Schwierigkeit der Auswertung durch Integrationsmethoden hinzu, die bekanntlich erst über eine große Zahl von Präparaten einen guten Durchschnitt ergeben können. Die Berechnung des Mineralinhaltes aus chemischen Analysen setzt genaue Kenntnis der einzelnen Komponenten voraus und führt, wenn diese bestimmt werden, wie im nachfolgenden gezeigt wird, zu guten Ergebnissen. Neben diesen Methoden wäre natürlich noch die Röntgenfeinstruktur-Analyse zur Bestimmung des Mineralaufbaues anzuführen, der aber bei Gehalten unter 5% eine Grenze gesetzt ist. In Verbindung mit einer verläßlichen chemischen Analyse stellt hingegen die Differential-Thermoanalyse (DTA) eine sehr genaue und äußerst schnelle Methode zur Bestimmung des Mineralinhaltes in

Karbonatgemischen dar. Der Zeitaufwand für eine Untersuchung kann mit etwa 120 Minuten angegeben werden. Dadurch ist es möglich eine große Zahl von Proben in verhältnismäßig kurzer Zeit zu untersuchen und damit auch Aussagen auf breiterer Unterlage zu machen. Letzterer Umstand ist sowohl bei genetischen Fragen als auch bei betriebstechnischen Untersuchungen von großer Bedeutung.

Allgemeines über die Differential-Thermoanalyse.

Das Prinzip der DTA geht auf *W. C. Roberts-Austen* (Lit. 1) zurück, der in ihr ein Mittel zur genaueren Diagnose von Erhitzungs- und Abkühlungskurven fand. Diese Methode blieb allerdings lange nur auf die Untersuchung von Metallen und Legierungen beschränkt. Erst *H. Le Chatelier* (Lit. 2) hat damit Silikate, besonders Tonmineralien, untersucht. Da aber zu dieser Zeit (1904) das Interesse an dieser Gruppe von Mineralien sehr gering war, kam diese Art der Untersuchung fast in Vergessenheit, um erst in den späten dreißiger Jahren von *F. H. Norton* (Lit. 3), *R. E. Grim* (Lit. 4) und *S. Hendricks-L. Alexander* (Lit. 5) wieder aufgenommen zu werden. Seither wurde sie mit großem Erfolg in der Tonforschung eingesetzt und ist neben der Feinstrukturanalyse mit Röntgenstrahlen eine der Hauptuntersuchungsmethoden geworden.

Die Methode der DTA beruht darauf, daß die zu untersuchende Probe und ein inertes Vergleichsmaterial gleichzeitig erhitzt werden und durch ein gegeneinander geschaltetes Thermoelementpaar der dabei auftretende Differential-Thermostrom gemessen wird. Wenn nun in beiden Proben keinerlei wärmebindende oder wärmebildende Reaktion auftritt, so ist der resultierende Thermostrom gleich Null. Tritt hingegen ein ex- oder endothermer Wärmeeffekt auf, so entsteht ein von Null verschiedener Thermostrom. Man bekommt somit in Abhängigkeit von der Ofentemperatur positive oder negative Differential-Thermoströme, die über ein Maximum beim Ausklingen der wärmebindenden oder wärmeliefernden Reaktionen wieder Null zueilen. Das Maximum der Spitze ist dann erreicht, wenn die Geschwindigkeit der Wärmeauf- oder abnahme gleich der Differentialwärmeleitfähigkeit in der Probe ist.

Nun sind viele Umwandlungen, die sich beim Erhitzen von Substanzen ergeben, entweder mit einer Wärmebindung oder Wärmebildung verbunden und an ganz bestimmte Temperaturen gebunden. Somit können alle wasserhältigen Mineralien (Lit. 6), Karbonate (Lit. 7), Phosphate (Lit. 8), Quarzminerale (β—α-Umwandlung) (Lit. 9) und viele anorganische Verbindungen (Lit. 10) auf Grund ihrer thermischen Effekte identifizert werden.

Dabei ist die DTA nicht nur auf eine qualitative Feststellung der Bestandteile beschränkt, sondern kann auch zu deren quantitativen Bestimmung herangezogen werden. Auf Grund der Proportionalität der von der Spitze eingeschlossenen Fläche zu der Menge des vorhandenen aktiven Bestandteiles kann durch Planimetrieren dieser Fläche auf die Menge geschlossen werden. Die theoretischen Grundlagen dazu wurden von *S. Speil, P. Kerr, J. Kulp* und *P. Arens* (Lit. 11, 12, 13) abgeleitet. Andere Beziehungen, wie die des Cosecans, des sich aus der Verlängerung der beiden geraden Seiten ergebenden Winkels als Proportionalitätsfaktor für die Menge, wurden von *L. Deans* (Lit. 14) untersucht. Auch die Höhe der Spitze wurde in einigen Fällen zur quantitativen Auswertung herangezogen (Lit. 15). Die auch in nachstehend beschriebener Untersuchung herangezogene Flächenbeziehung dürfte am genauesten und am allgemeinsten zu verwenden sein.

Verwendete Apparatur und Versuchsbedingungen.

Die im Institut für angewandte Mineralogie der Technischen Hochschule in Wien verwendete Apparatur zeigt im wesentlichen die Anordnung, wie sie *F. H. Norton* (Lit. 3) angegeben hat. Als Probebehälter wird ein Nickelblock mit drei Bohrungen benützt, wobei in einer die zu untersuchende Probe, in der zweiten die inerte Substanz eingebracht wird und die dritte zur Aufnahme des Thermoelementes zur Registrierung der Ofentemperatur dient. Die zwei Perlen des Differential-Thermoelementes werden seitlich in Hülsen aus Nickel in die Bohrungen eingeführt. Der Proberaum faßt etwa 0·4 bis 0·6 g Substanz. Um eine möglichst gleiche Packungsdichte zu erzielen, wird ein federbelasteter Stopfer (Auslöser für Photoverschluß) benützt. Die Aufheizgeschwindigkeit des Ofensystems kann durch einen Regelwiderstand in den Grenzen von 8 bis 12° C pro Minute gehalten werden. Dabei ist auf eine streng lineare Aufheizung besonders zu achten. Der Differential-Thermostrom wird mit einem Multiflex-Galvanometer (Bauart Lange, Berlin) gemessen. Für die Untersuchung an Magnesiten wird ein Pt/Pt-Rh-Thermoelementpaar verwendet. Hingegen kann bei kleineren Thermoströmen, wie sie z. B. bei der β—α-Umwandlung von Quarz auftreten, ein Ni/Ni-Cr oder noch besser ein Pallaplat-Element (Fa. Heräus, Hanau) eingesetzt werden.

In letzter Zeit wurden vollkommen automatisch arbeitende Apparaturen entwickelt, wobei Programmregler und Kurvenschreiber verwendet werden. Die Empfindlichkeit der Registriergeräte für die Differential-Thermospannung wurde durch elektronische Verstärkung auf 5 μ V auf 25 cm Skalenlänge gesteigert. Näheres über solche

Geräte ist bei *J. L. Kerr* und *P. F. Kulp* (Lit. 16), *C. W. Beck* (Lit. 17) und *M. Linseis* (Lit. 18) nachzulesen.

Die zur Untersuchung gelangenden Proben wurden, wenn nichts anderes angegeben, auf eine einheitliche Korngröße von kleiner als 60 μ gebracht (10.000-Maschen-Sieb). Es zeigte sich nämlich, daß ab dieser Korngröße der Einfluß auf die Ausbildung der DTA-Kurve vernachlässigbar klein ist (siehe Abb. 1). Als inerte Vergleichssubstanz wurde geglühtes Al_2O_3 verwendet. Da die spezifische Wärme und die Wärmeleitfähigkeit des geglühten Al_2O_3 und der Probe nicht genau übereinstimmen, ist eine geringe Verschiebung der Basislinie nicht zu vermeiden. Sämtliche Proben wurden vor Verwendung bei 105° C bis zur Gewichtskonstanz getrocknet. Nach Zentrierung der Thermoelementperlen in den Probebohrungen wurden je nach Substanz 0·4 bis 0·5 g unter gleichmäßigem Verdichten eingebracht und bei einer normalen Aufheizgeschwindigkeit von 10° C/Min. die DTA-Kurven registriert.

Obwohl Abweichungen im Apparaturtyp, Durchführung der Analyse und Menge der Probe oft beträchtliche Unterschiede zwischen den Kurven, die am selben Material auf verschiedenen Apparaturen aufgenommen werden, ergeben, ist die Reproduzierbarkeit an ein und derselben Apparatur sehr gut. Um die Aufstellung von Standardkurven bemüht sich seit 1948 der DTA-Unterausschuß der CIPEA (Lit. 19).

Versuchsergebnisse.

Zur Untersuchung gelangten Rohmagnesite der Lagerstätten Radenthein (Kärnten), Oberdorf (Steiermark), Kraubath (Steiermark), Trieben-Sunk (Steiermark) und ein sehr reiner Magnesit von Vavdos (Griechenland).

Tab. 1 zeigt die chemischen Analysen dieser Magnesite.

Tabelle 1.

	SiO_2	Fe_2O_3	$Al_2O_3+TiO_2+MnO$	CaO	MgO	Glühverl.
	in Prozent					
Magnesit Radenthein						
Probe Nr. 1	0 26	5·16	0·14	3·54	41·8	49·10
» » 2	2 19	0·77	0 53	0·60	45·79	50·12
» » 3	3·61	1·78	0 82	5·97	40 37	47·45
» » 4	4·11	1·65	1·01	12·70	34·48	46·05
Magnesit Oberdorf	3·18	0·68	0·51	1·86	43·48	49·42
Magnesit Kraubath	1·26	1·32	0 62	0·15	47·20	49·20
Magnesit Trieben-Sunk	0·25	0·23	0·42	1·25	47·30	50·05
Magnesit Vavdos	1·10	0·80	0 40	0·08	47·60	50 28

Um den Einfluß der Korngröße auf die Ausbildung der DTA-Kurve zu studieren, wurden verschiedene Kornfraktionen unter denselben Bedingungen abgebaut. Aus der Abb. 1 ist zu entnehmen, daß ab einer Korngröße von kleiner als 60 μ der Einfluß der Korngröße auf Zersetzungsbeginn, Spitzentemperatur und Zersetzungsende vernachlässigbar gering ist. Ähnliche Feststellungen hat erst kürzlich *P. W. Berg* (Lit. 20) bei Kaolin gemacht. Selbst ein in einer Spezialmühle mit Spülgas extrem fein vermahlener Magnesit, der eine spezifische Oberfläche nach *Blaine* von 30.000 cm^2/g hatte, zeigte keine Unterschiede gegenüber den normalkörnigen Untersuchungsmustern.

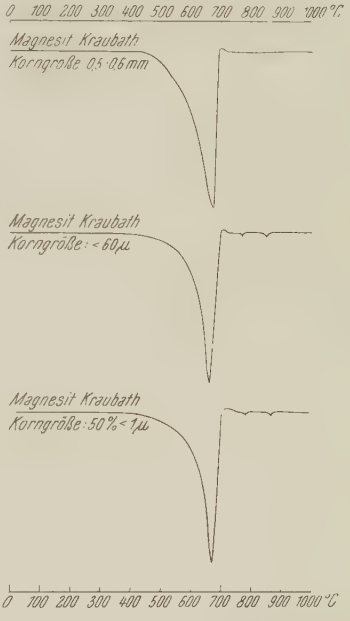


Abb. 1. Einfluß der Korngröße.

Das heißt, daß man bei der Untersuchung von Magnesiten mit dem üblichen analysenfeinen Material ($< 60\ \mu$) ohne nennenswerte Fehler — verursacht durch den verschiedenen Kornaufbau der Proben — arbeiten kann.

In Abb. 2 werden die unter vorstehend geschilderten Bedingungen aufgenommenen DTA-Kurven der untersuchten Magnesite gezeigt. Aus Gründen der günstigeren Darstellung mußten sie auf etwa ein Drittel der Originalgröße verkleinert werden.

Aus den Kurven ist folgendes zu entnehmen. Die Spatmagnesite der Lagerstätte Radenthein beginnen sich ziemlich einheitlich ab 460° zu zersetzen; das Maximum der Spitze schwankt zwischen 675° und 680° C. Magnesit Probe Nr. 1 zeigt einen beträchtlichen Dolomitgehalt, der sich durch die charakteristische Doppelspitze bei 780° und 880° C zu erkennen gibt. Probe Nr. 2 stellt einen reinen, mit nur wenig Dolomit gemengten Magnesit dar. Der Dolomitgehalt wurde durch Planimetrieren und weiters durch eine Testkurve aus Reinkomponenten mit zu 2% bestimmt. Hier zeigt sich besonders gut, wie mit Hilfe der DTA auch röntgenographisch schon schwer erfaßbare Komponenten sich noch eindeutig bestimmen lassen. Bei Probe Nr. 3 handelt es sich um einen durch größere Mengen Dolomit verunreinigten Magnesit und bei Probe Nr. 4 um ein Gemisch von Magnesit und

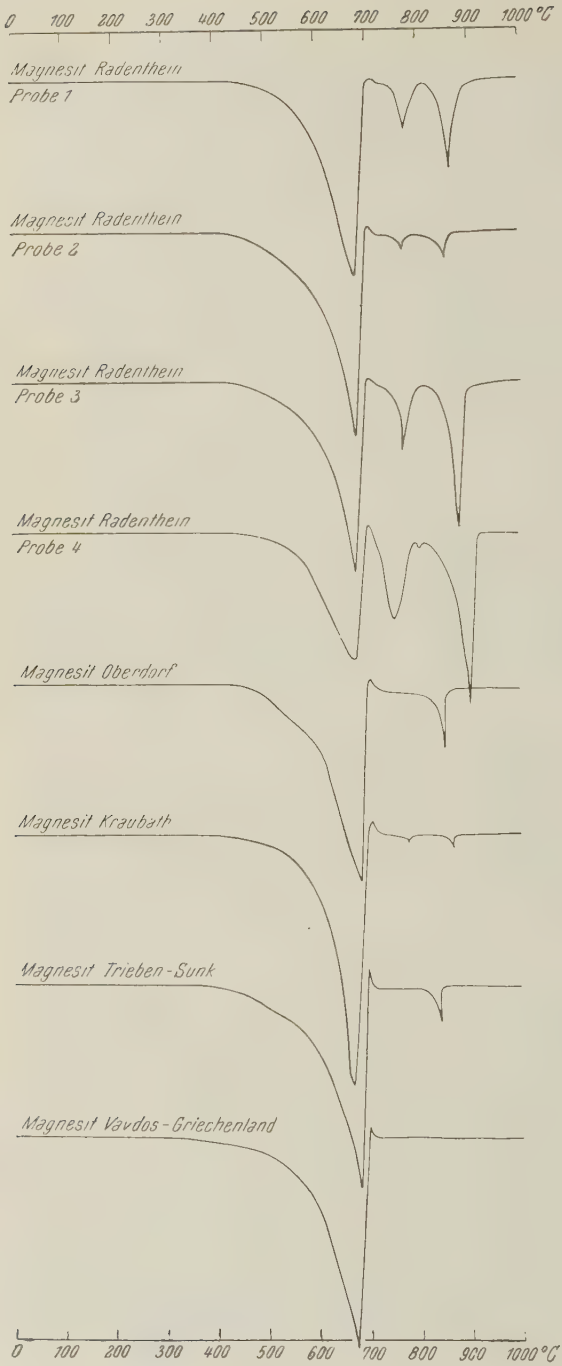


Abb. 2. DTA-Kurven von verschiedenen Magnesiten.

Dolomit etwa 50 zu 50%. Bei dieser Kurve fällt das nahe Aneinanderfallen der Magnesit- und der ersten Dolomitspitze auf. Eine mit den gleichen Mengen reiner Testsubstanz aufgenommenen Abbaukurve zeigte genau dieselbe Erscheinung. Vielleicht könnte hier eine ähnliche Erklärung gegeben werden, wie sie *R. Haul* und *H. Heystek* (Lit. 21) für die Dolomitzersetzung bei verschiedenen CO_2-Drucken gefunden haben. Die bei etwa 800° C auftretende endotherme Reaktion bedarf noch einer Zuordnung. Die Probe Magnesit Oberdorf zeigt ebenfalls eine beginnende Zersetzung bei 460° C, eine gut ausgebildete Spitze bei 690° C und eine für Calcit charakteristische Spitze bei 870° C. Auch hier handelt es sich um eine kleine Menge Calcit (3%), die noch durch eine deutliche Ausbildung zu erkennen ist. Die DTA-Kurve für den Magnesit Kraubath zeigt dessen Reinheit, kleinste Mengen Dolomit (0·5%) sind angedeutet. Bemerkenswert ist, daß dieser mikrokristalline Magnesit sich bereits bei 370° C zu zersetzen beginnt. Der Magnesit von Trieben-Sunk beginnt schon bei etwa 400° C zu dissoziieren und zeigt einen geringen Gehalt an Calcit. Schließlich zeigt die Kurve für den mikrokristallinen Magnesit von Griechenland ebenfalls einen früheren Zersetzungsbeginn, im übrigen aber die eines sehr reinen Magnesites. Bei allen Kurven fällt eine exotherme Spitze bei etwa 705° C auf. Auf diesen bis jetzt nicht beachteten Effekt wird später noch eingegangen. In der Arbeit von *F. L. Cuthbert* und *R. A. Rowland* (Lit. 22) wird für Magnesit ein Zersetzungsbeginn von 400° C und eine Spitzentemperatur von 650° angegeben.

Die quantitative Auswertung der Kurven erforderte es, Testkurven an Reinstmineralien aufzunehmen. Da nach Untersuchungen an besonders gut kristallisierten Einkristallen von Magnesit der Lagerstätte Oberdorf, Lamming sich herausstellte, daß sie ebenfalls fremdmineraleführend sind, wurde nach den Angaben von *G. Jantsch* und *F. Zemek* (Lit. 23) reines kristallisiertes Magnesiumkarbonat synthetisiert. Die Reinheit des Präparates kann durch nachstehende Analysenergebnisse belegt werden.

Theoretischer CO_2-Gehalt in Prozenten		Theoretischer MgO-Gehalt in Prozenten	
bezogen auf $MgCO_3$	52·18	bezogen auf $MgCO_3$	47·82
gefunden	52·15	gefunden	47·84

Über die einwandfreie kristalline Ausbildung orientierte eine Röntgenfeinstrukturaufnahme.

In einem ausgesuchten Spaltstück eines isländischen Doppelspates konnte eine reine Testsubstanz für Calcit gefunden werden. Die chemische Untersuchung ergab 99·85% $CaCO_3$. Aus einer großen

Zahl von Dolomiten wurde in einem klaren Kristall von der Lagerstätte Oberdorf (Steiermark) ein Dolomit mit 99·75% Reinheit gefunden. Da wie *K. A. Redlich* und *O. Großpietsch* (Lit. 24) bei ihren Untersuchungen an Magnesiten vom Häuselberg bei Leoben gezeigt haben, auch Siderit als Mineralbestandteil auftreten kann, wurden alle geprüften Magnesite daraufhin untersucht. Zu diesem Zwecke wurde, da weder aus der Literatur (Lit. 22, 25) noch aus natürlichen Sideriten eindeutige DTA-Abbaukurven erhalten werden konnten, unter ähnlichen Bedingungen wie beim synthetischen Magnesit im Autoklaven ein sehr reiner, gut kristallisierter Siderit hergestellt. Der sowohl chemisch als auch kristallographisch geprüfte Siderit zeigte eine Reinheit von 98·5% $FeCO_3$. Die nebenstehende Abb. 3 zeigt die DTA-Kurven dieser Reinstkarbonate.

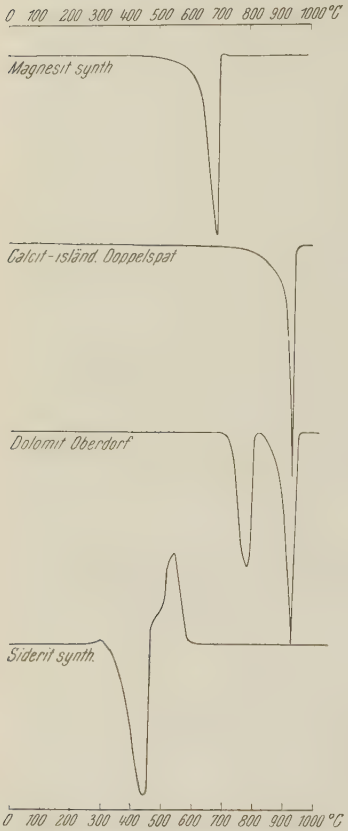


Abb. 3. DTA-Kurven von Reinstkarbonaten.

Zur quantitativen Auswertung der DTA-Kurven war es weiters notwendig, auch Mischreihen von $CaCO_3$ und $(Ca, Mg)\ (CO_3)_2$ herzustellen. Unter Heranziehung der Flächenbeziehung zwischen der Wärmefläche der Magnesit- und der Calcitspitze der gemengten Karbonate läßt sich der Anteil von Dolomit und Calcit berechnen. Während diese Methode bei Dolomitgehalten bis etwa 50% eine Genauigkeit von etwa 2% zeigt, wird sie bei steigenden Calcitgehalten auf etwa 4% herabgedrückt. Diese Ungenauigkeiten lassen sich aber bei äußerst scharfer Konstanthaltung der Aufnahmebedingungen (Stopfdichte, genaue Zentrierung der Thermoelementspitzen, konstante Aufheizgeschwindigkeit) sicherlich noch weiter beseitigen. So wird von amerikanischen Autoren die Erfaßbarkeitsgrenze für Quarz mit 0·2 bis 0·5% und die für Kaolinit mit 0·5 bis 1% angegeben.

Die quantitative Auswertung der DTA-Kurven vorstehend beschriebener Magnesite erfolgte an jeweils drei Einzelkurven, die bei

äußerst konstant gehaltenen Bedingungen aufgenommen wurden. Der daraus errechnete Mittelwert wurde zur Bestimmung des Mine-

Tabelle 2.

	$MgCO_3$	$(Ca, Mg)(CO_3)_2$	$CaCO_3$	Unbest. Rest
	in Prozent			
Magnesit Radenthein				
Nr. 1	86	9·5	—	4·5
» 2	95	2·0	—	3·0
» 3	75	19·0	—	6·0
» 4	50	42·0	—	8·0
Magnesit Oberdorf	92	—	3·0	5·0
Magnesit Kraubath	97	0·5	—	2·5
Magnesit Trieben-Sunk	97	—	2·0	1·0
Magnesit Vavdos-Griechenland	98	—	—	2·0
Magnesit synth.	100	—	—	—

ralaufbaues herangezogen. In der folgenden Tab. 2 sind die auf diese Weise ermittelten Mineralinhalte angeführt.

Aus den Analysen ist zu entnehmen, daß teilweise beträchtliche SiO_2-Gehalte auftreten. In einer gesonderten Arbeit soll berichtet werden, ob die Kieselsäure dem Quarz zuzuordnen ist oder ob es sich um silikatische Mineralien handelt. Nach einer Anreicherung dieses HCl-unlöslichen Restes ist es ebenfalls möglich, mit der Differential-Thermoanalyse darüber Aussagen zu machen.

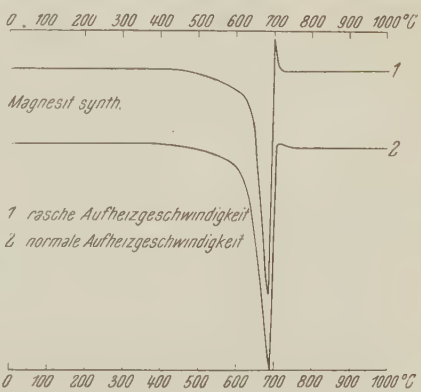


Abb. 4. Ausbildung der Kristallisationsspitze.

Bei den Abbaukurven (siehe Abb. 2) fällt, wie bereits dort erwähnt, auf, daß bei ziemlich genau 705° C eine exotherme Reaktionsspitze auftritt. Die Vermutung, daß es sich hier um eine Kristallisationswärme handelt, die der Umwandlung des mindergeordneten Magnesiumoxydes in den Periklas entspricht, konnte durch Variierung der Aufheizgeschwindigkeit bestätigt werden. Bei genügend samer Aufheizung wird nämlich die Spitze unterdrückt, hingegen bei rascher Aufheizung deutlicher ausgebildet. Die Möglichkeit der Bildung einer neuen Phase wurde dadurch ausgeschlossen, daß ein synthetischer Magnesit mit nur noch Spuren von Verunreinigungen

zu den Versuchen herangezogen wurde. Die nachfolgende Abb. 4 zeigt die Ausbildung der Spitze bei verschiedenen Aufheizungsgeschwindigkeiten.

Bei genauerer Kenntnis der theoretischen Grundlagen der DTA ließen sich auf Grund dieses exothermen Effektes auch Messungen dieser Kristallisationswärme durchführen. Zumindest wäre es ein Weg, um dem sonst sehr schwierig zu erfassenden Problem näher zu kommen. Ansätze, wie sie *H. T. Smyth* (Lit. 26) über die Temperaturverteilung während der Mineralumwandlung und deren Erkennung mit Hilfe der DTA gemacht hat, würden hier vielleicht weiterhelfen.

Zusammenfassung.

Es wurde gezeigt, daß es mit Hilfe der Thermoanalyse möglich ist, den Mineralinhalt von Magnesiten zu bestimmen. Diese relativ einfache und zeitsparende physikalische Untersuchungsmethode ergibt Werte, die hinsichtlich der Genauigkeit den meisten Anforderungen gerecht werden. Schon die qualitativen Aussagen der DTA-Kurven sind in Verbindung mit genauen chemischen Analysen wertvoll zur Berechnung des Mineralaufbaues. Die Verhältnisse liegen auf Grund der großen Wärmeeffekte bei den Karbonaten so günstig, daß auch mit einer wenig empfindlichen Apparatur noch Gehalte von 0·5 bis 1% Calcit und Dolomit in Rohmagnesiten leicht erfaßt werden können. Durch Anreicherung der Restbestandteile (Säureunlösliches) besteht auch die Möglichkeit, die silikatischen Komponenten (vor allem Quarz) mit Hilfe der DTA zu identifizieren. Die bei etwa 705° C auftretende exotherme Spitze, die der Wärmetönung bei der Umwandlung des ungeordneten Magnesiumoxyds in den Periklas zuzuordnen ist, könnte nach Schaffung theoretischer Unterlagen zur Messung dieser herangezogen werden.

Zum Schlusse sei bemerkt, daß die in letzter Zeit immer mehr herangezogene Methode der DTA, wie bereits eingangs erwähnt, eine sehr allgemeine Anwendungsmöglichkeit bei Klärung von Phasenumwandlungen, Dissoziationsvorgängen, Abbinde- und Dhydratisierungsvorgängen hat. Mit besonderem Vorteil kann diese Art der Untersuchung überall dort herangezogen werden, wo das Mikroskop und die Röntgenanalyse versagt. Das ist bei Korngrößen unter 1 μ. Vor allem stellt sie auch ein sehr rasch arbeitendes und einfach durchzuführendes Untersuchungsverfahren für die Rohstoffkontrolle vieler Industriezweige dar.

Literatur.

1. *Roberts-Austen, W. C.*, Proc. Inst. Mech. Eng. *1899*, 35. — 2. *Le Chatelier, H.*, Revue de Metallurgie, *1* (1904), 134. — 3. *Norton, F. H.*, J. Americ. Ceram. Soc. 22 (1939), 54; *23* (1940), 281. — 4. *Grim, R. E.*, J. Americ. Ceram. Soc. 22 (1939), 141. —

5. *Hendricks, S. B.,* und *L. T. Alexander,* Soil Sci., *48* (1939), 257. — 6. *Orcel, J.,* Bull. Soc. franç. Minéral., *50* (1927), 75. — *Caillère, S.,* Bull. Soc. franç. Minéral., *59* (1936), 163 u. 353; *66* (1943), 55 u. 494. — 7. *Cuthbert, F. L.,* und *R. A. Rowland,* Am. Miner. *32* (1947), 111. *Kerr, P. F.,* und *J. L. Kulp,* Am. Miner., *32* (1947), 678. *Rowland, R. A.,* und *E. C. Jones,* Am. Miner., *35* (1949), 550. *Faust, G. T.,* Am. Miner. *35* (1950), 207. *Gruver, R. M.,* J. Americ. Ceram. Soc. *33* (1950), 96. *Saunders, H. L.,* und *V. Giedroyc,* Trans. Brit. Cer. Soc. *44* (1945), 36. — 8. *Manly, R. L.,* Am. Miner., *35* (1950), 108. — 9. *Berkelhamer, L. H.,* U. S Bureau of Mines, Rept. Inv. 3763, 1944. *Faust, G. T.,* Am. Miner. *33* (1948), 337. *Schedling, J. A.,* Ber. DKG, 30, H. 1 (1953), 14. — 10. *Berg, L. G.,* und *E. J. Rodé,* Acad. Sci. USSR., 1944 „Thermographia". *Tovborg Jensen, A.,* und *C. A. Beeves,* Trans. Faraday Soc. *34* (1938), 14. — 11. *Speil, S., L. H. Berkelhamer, J. A. Pask* und *B. Davies,* U. S. Bureau of Mines, Techn. Paper 664 (1945). — 12. *Kerr, P. F.,* und *J. L. Kulp,* Am. Miner. *33* (1948), 387, dieselben in Reference Clay Minerals, API. Research Project 49, Columbia University N. York, 1949. — 13. *Arens, P. L.,* Dissert. Landbouwhogeschool, Wageningen, 1951. — 14. *Dean, L. A.,* Soil Sci. *63* (1947), 95. — 15. *Grimshaw, R. W., A. Westermann* und *A. L. Roberts,* Trans. Brit. Ceram. Soc. *47* (1948), 269. — 16. *Kulp, J. L.,* und *P. F. Kulp,* Am. Miner. *34* (1949), 839. — 17. *Beck, C. W.,* Am. Miner. *35* (1950), 508. — *18. Linseis, M.,* Sprechsaal *18* (1952), 423. — 19. Am. Miner. *34* (1949), 612. — 20. *Berg, P. W.,* Ber. DKG. *30,* H. 10 (1953), 231. — 21. *Haul, R. A. W.,* und *H. Heystek,* Naturwissenschaften, 12 (1951), 283. — 22. *Cuthbert, F. L.,* und *R. A. Rowland,* Am. Miner. *32* (1947), 111. — 23. *Jantsch, G.,* und *F. Zemek,* Radex-Rundschau, *3* (1949), 111. — 24. *Redlich, K. A.,* und *O. Grosspietsch,* Z. prakt. Geologie, *21* (1913), 90. — 25. *Rowland, R. A.,* und *E. C. Jones,* Am. Miner. *34* (1949), 550. — 26. *Smyth, H. T.,* J. Americ. Ceram. Soc. *34* (1951), 221.

Aus der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal in Wien.

Bemerkungen zur „alpinen Metallogenese“ der kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten.

Von

E. Schroll.

(Eingelangt am 6. April 1954.)

Seit der Versuch gemacht worden ist, die ostalpinen Erzlagerstätten einheitlich auf einen geologisch möglichst jungen Entstehungsvorgang zurückzuführen, werden die zahlreichen Pb-Zn-Vorkommen der im geologischen Bauplan zonar angeordneten nördlichen und südlichen Kalkalpen zu einer Pb-Zn-Zone gerechnet, die sich in die zonare Abfolge der alpinen Metallogenese einfügen soll.

In den vergangenen Jahren konnte durch Untersuchungen von *W. Siegl, F. Hegemann* und die des Verfassers gezeigt werden, daß das Auftreten von Mo- und V-Mineralien (Wulfenit, Jordisit, Descloizit und Vanadinit) in der Oxydations- bzw. auch Zementationszone dieser kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten als alte oder rezente Bildungen auf den Mo- und V-Gehalt triassischer Sedimentgesteinsschichten zurückgeht. Diese gut fundierten Ergebnisse werden bisweilen gerne übersehen, wenn sie für das unitaristische Gedankengebäude störend empfunden werden. Neuerdings haben nun auch *A. Maucher* und Mitarbeiter die sedimentäre Herkunft des Mo und V durch geochemische Untersuchungen, ergänzt durch paläogeographische und -klimatische Beobachtungen, durchwegs ohne Bezugnahme auf die vorangegangenen Arbeiten bestätigt.

Es ist zweifellos das Verdienst von *F. Hegemann,* in diesem Zusammenhang wieder die heikle Frage nach der Herkunft der Pb-Zn-Metallisation selbst aufgeworfen zu haben. *F. Hegemann* nimmt syngenetische schichtige Erzanreicherungen an, deren Stoffzufuhr mit submarinen vulkanischen Erscheinungen in der Mitteltrias in Verbindung stehen soll und die epigenetisch eine mehr oder weniger umfangreiche Umlagerung erfahren hätten. *A. Maucher* und *H. Schneider* kommen nach eingehenden Studien an den Pb-Zn-Vorkommen der bayrischen Kalkalpen zur gleichen Ansicht.

Sie finden die Erze synsedimentär in einer kalkigen Sapropelfazies des Oberladin abgelagert, wobei eine erste Stoffverschiebung noch während der Diagenese der Sedimente stattgefunden haben soll. Die Metallisation ist zweiphasig: syngenetisch-schichtige bleireiche Erze mit Flußspat, der auch akzessorisch in Kalksapropeliten gefunden wird, sowie epigenetisch-diskordante Erze mit eisenarmer Blende, die als deszendente Umlagerungen gedeutet werden.

Ein ähnlicher faziesgebundener Charakter einer zinkreicheren Vererzungsfolge mit sedimentären Primärstrukturen ist in der anisischen Stufe der Mitteltrias über den gesamten ostalpinen Bereich verbreitet.

Zum Beispiel: In den Nordalpen im Muschelkalk der Fallsteinwand (Werfen), im Engadin im Trochitenkalk des Silbersberges (Davos), in den Dolomiten im Schlerndolomit um Auronzo wie im Guttensteiner Kalk des Drautales bei Oberdrauburg oder bei Schönstein in den östlichen Ausläufern der Karawanken.

Die gleichartige Genese kommt auch durch sehr konzentrationsbeständige Spurengehalte von Mn, Fe, Cd, Tl, Ge u. a. in der dichten Zinkblende I zum Ausdruck, der sich weitgehend unabhängig von regionalen Einflüssen erweist.

In der oberen Mitteltrias müssen wir synsedimentäre Erze mit vorwiegend Zinkblende vornehmlich in der Sapropel- und Schieferfazies der karnischen Stufe (Raibler Schichten) suchen, während das offenbar leichter bewegliche Pb eher eine kalkige Fazies bevorzugt und in sekundären Erzphasen angereichert erscheint.

Sämtlichen kalkalpinen Triasvererzungen ist Tl als Leitelement eigen. Wie der Verfasser schon früher festgestellt hat, muß auf Grund der Spurenanalyse dieselbe Pb-Zn-Metallogenese für alle in Frage kommenden Vererzungen in den nördlichen und südlichen Kalkalpen angenommen werden. Das Auftreten von Tl könnte der hypothetischen submarin-vulkanischen Herkunft der Hauptmetalle Rechnung tragen, wenn man einen Vergleich mit dem Metallinhalt der Meggener Lagerstätte ziehen darf; den Erzen des Mansfelder Kupferschiefers fehlt dieses Spurenelement.

Es muß jedoch festgehalten werden, daß „deszendente" Wässer allein zur Erklärung der großen, sicher epigenetischen Erzanreicherungen nicht überall ausreichen, obwohl diesen beim Absatz sekundärer Schalenblendegenerationen eine wichtige Rolle zufällt. So gibt es auch im Nordtiroler Erzbezirk Beweise dafür, daß an den Stoffverschiebungen Lösungen beteiligt gewesen sein müssen, welche unter anderem die Hg-hältigen Fahlerze der Grauwackenzone gebracht haben. Abgesehen von dem Auftreten solcher Fahlerze in der Trias weisen epigenetische Zinkblenden bisweilen bedeutendere Spuren an Hg (bis 0·01%), Cu und Ag auf, während die Bleierze Ag- und Sb-reich sein können. Im allgemeinen scheinen jedoch Stoff-

verschiebungen aus dem Paläozoikum und Altkristallin der ostalpinen Decken in die Trias von geringem Umfang zu sein.

Neuere Untersuchungen von *Hintenberger* (Mainz) haben überdies an einer Probe von Bleiberger Bleierz die irreguläre Isotopenzusammensetzung des Bleies, welche *O. Nier* gefunden hatte, bestätigt, was auf Grund der bisherigen Erkenntnisse mit der Annahme eines jungen magmatischen Ursprungs der Metallisation nach allem in Widerspruch steht [1].

Wie immer auch das genetische Problem der triassischen Pb-Zn-Vererzungen endgültig geklärt werden mag, das stolze Lehrgebäude der unitarischen Hypothesen erscheint in den oberen Stockwerken vom Einsturz bedroht, nachdem auch für gewisse Magnesitvorkommen von *H. Leitmeier* und *W. Siegl* der Beweis für eine präalpine sedimentäre Bildungsweise als erbracht gelten kann. Geochemische Untersuchungen von *E. Schroll* und *M. Brandenstein*, über die in Kürze referiert werden wird, konnten in Ergänzung zeigen, daß für die primär-sedimentären Fe- und Mn-reichen Magnesite Bor als Spurenelement charakteristisch ist, welches in höheren Konzentrationen ausschließlich in den salinaren Typen alpiner Magnesitvorkommen, wie Hall in Tirol und Kaswassergraben, und in den paläozoischen Vorkommen um Leogang und Fieberbrunn auftritt.

Literatur.

Siegl, W., Zur Wulfenitbildung auf manchen Blei-Zink-Lagerstätten. Berg- u. Hüttenm. Mh. *92* (1947), 49. — *Hegemann, F.*, Die Herkunft des Mo, V, As und Cr in Wulfeniten. Heidelberger Beiträge z. Min. u. Petr. *1* (1949), 690. — *Schroll, E.*, Über die Anreicherung von Mo und V in der Hutzone der Pb-Zn-Lagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. Verh. d. Geol. B. A. Wien, *1949*, 139. — *Schroll, E.*, Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth in Kärnten, Österreich. Mitt. Öst. Min. Ges., Sonderheft 2 (1953). — *Maucher, A.*, Zur „alpinen Metallogenese" in den bayrischen Kalkalpen. Tschermaks min. u. petr. Mitt. *4* (1954), 454. — *Schroll, E.*, Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze. Unveröffentlicht (Tscherm. min. u. petr. Mitt.). — *Leitmeier, H.*, Die Entstehung der Spatmagnesite in den Ostalpen. Tschermaks min. u. petr. Mitt. *3* (1953), 305.

[1] Nach einer brieflichen Mitteilung an Prof. *Haberlandt* (Wien), der dies mir freundlicherweise zur Kenntnis gebracht hat.

Aus dem Institut für angewandte Mineralogie und Petrographie der Technischen Hochschule Wien.

Differential-thermoanalytische Untersuchungen von „Gurhofian" aus Niederösterreich.

Von

Paul Wieden.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 8. April 1954.)

Im Zuge der thermoanalytischen Untersuchung von verschiedenen Karbonaten (Lit. 1) beschäftigten wir uns auch mit dem Gurhofian. Während *A. Siegmund* (Lit. 2) ihn noch unter den Mineralien Niederösterreichs anführt, zählt *H. Strunz* (Lit. 3) den Gurhofian (Gurhofit) bereits unter die ausgeschiedenen Mineralien, als ein Gemenge, vorwiegend aus gelförmigem Dolomit bestehend. *J. Čžjžek* (Lit. 4) beschreibt ihn als gangförmig einen äußerst stark verwitterten Serpentin zwischen Aggsbach und Gurhof durchsetzend. *L. Lippold* (Lit. 5) erwähnt Fundpunkte in Alberndorf und Wieshofen, *F. Becke* (Lit. 6) solche bei Karlstetten, Els und Latzenhof. Heute ist bei Gurhof selbst nichts mehr zu finden, sondern nur noch im Bachbett zwischen Gurhof und Aggsbach.

Alte Analysen geben als vorwiegenden Mineralbestand Dolomit an (Lit. 7). Nach *H. Foullon* (Lit. 8) besteht der Gurhofian von Windhof bei Karlstetten hauptsächlich aus Kalkspat mit einem geringen Anteil an Magnesit und Serpentin. In den meisten anderen Analysen herrscht Dolomit vor, obwohl man in Verbindung mit dem Serpentin Magnesit (Gelmagnesit) als vorwiegend erwarten sollte. Soweit keine genaue Bestimmung des Mineralinhaltes durch optische Verfahren gegeben ist, ist der Wert dieser alten Analysen und die Berechnung der Mineralkomponenten daraus, etwas anzuzweifeln.

Es ist somit unter dem Namen „Gurhofian" verschieden Zusammengesetztes erfaßt worden.

Das untersuchte Material stammte zum Teil aus der Sammlung unseres Institutes bzw. wurde uns liebenswürdigerweise vom Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien (Prof. *H. Leitmeier*) und von Herrn Dr. *E. Zirkl* überlassen.

Probe 1 Gurhofian aus dem Serpentin der Brünnlleiten bei Wanzenau (Waldviertel).

Probe 2 Gurhofian, Bauerngut Grashof bei Karlstetten bei St. Pölten.

Probe 3 Gurhofian von Gurhof.

Probe 4 Gurhofian von Gurhof, beschrieben als dichter Magnesit.

Probe 5 Gurhofian von Gurhof, Straße nach Kicking, beschrieben als dichter Dolomit.

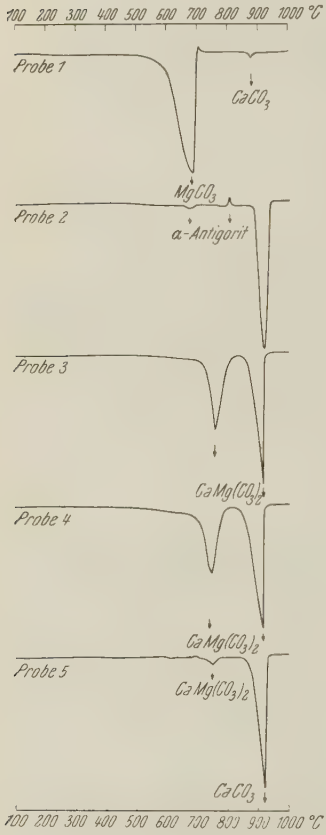


Abb. 1.

DTA-Untersuchung.

Die DTA-Kurven wurden mit 0·5 bis 0·6 Gramm der auf kleiner als 60 μ gepulverten Probe mit geglühter Tonerde als inerte Substanz und mit einer Aufheizgeschwindigkeit von 10° C pro Minute registriert (Lit. 9). Der Differentialthermostrom wurde mit einem Pt/Rh.-Thermopaar gemessen. Die quantitative Auswertung erfolgte auf Grund von Eichreihen, die für bereits vorangegangene Untersuchungen (Lit. 10) an Calcit, Dolomit und Magnesit aufgenommen wurden. Die Berechnung des Mineralinhaltes geschah durch Planimetrieren der Wärmeflächen.

Nebenstehende Abbildung zeigt die DTA-Kurven der untersuchten Gurhofiane.

Probe 1 ergibt, wie zu erwarten, die DTA-Kurve eines Magnesites (91% $MgCO_3$) mit etwas Calcit (5% $CaCO_3$). Die Kurve 2 ist die eines Calcites (94% $CaCO_3$) und zeigt schwach angedeutet die endotherme (bei 680° C) und die exotherme Spitze (bei 810° C) des α-Antigorites (Lit. 11). Probe 3 und 4 erweist sich nach den DTA-Kurven als Dolomit [Probe 3 . . . 95% und Probe 4 . . . 97% $CaMg(CO_3)_2$], Probe 5 als ein Gemenge von Calcit und Dolomit [85% $CaCO_3$ und 8% $CaMg(CO_3)_2$].

Die nachstehenden Analysen zeigen, daß noch kleinere Mengen Kieselsäure, Eisenoxyd und Aluminiumoxyd vorhanden sind. Von

einer thermoanalytischen Bestimmung dieser im vorliegenden Fall weniger interessanten Nebenbestandteile — wurde abgesehen.

Chemische Zusammensetzung.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	H_2O-	H_2O+	CO_2	Summe
Probe 1	0·60	0·23	0·98	2·70	42·80	0·21	0·84	49·01	97·37
» 2	3·77	0·20	0·55	52·00	0·58	0·18	0·85	41·00	99·13
» 3	2·58	0·10	0·48	28·80	20·21	0·12	0·61	45·30	98·20
» 4	1·75	0·31	0·55	29·10	21·10	0·20	0·32	45·90	99·23
» 5	3·20	0·81	0·42	49·68	1 95	0·28	0·67	41·90	98·91

Auf Grund vorstehender Untersuchung zeigt sich, daß es sich bei den 5 untersuchten Proben um ziemlich reine Karbonate bzw. Karbonatgemenge handelt. Bis auf einen geringen silikatischen Anteil sind es gelförmig entwickelter Magnesit, Dolomit und dichter Calcit. Es macht durchaus den Eindruck, als wären die alten Originalfunde von Gurhof „Geldolomit" gewesen, da *R. Koechlin* (Lit. 12) auf Grund des im Naturhistorischen Museum vorhandenen Materials den Gurhofian als „Varietät von Dolomit, kolloidalartig, porzellanartig" angibt. Erst spätere Beobachter im Waldviertel haben den Namen für andere karbonatische Gangfüllungen verwendet.

Im Serpentingebiet würde man in erster Linie Gelmagnesit erwarten. Daß hier „Geldolomit" (tatsächlich dichter, mikrokristalliner Dolomit!) auftritt, ist sehr bemerkenswert und vielleicht durch die Nähe von Marmorlagern bedingt, die Ca-Lösungen geliefert haben könnten? Jedenfalls könnte der Name „Gurhofian" für diese (seltene, unseres Wissens nur an der genannten Lokalität bekannte) Ausbildungsform des Dolomites beibehalten werden.

Literatur.

1. *Wieden, P.*, Thermoanalytische Untersuchungen an Magnesiten, siehe dieses Heft. — 2. *Siegmund, A.*, Die Minerale Niederösterreichs. Wien, 1937. — 3. *Strunz, H.*, Mineral. Tabellen. Leipzig, 1941. — 4. *Cžjžek, J.*, Geol. Zusammensetzung der Berge bei Mölk, Mautern und St. Pölten. Jb. G. R. A. 38 (1853), 272. — 5. *Lippold, L.*, Die kristallinen Schiefer- und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich. Jb. G. R. A. *3* (1852), 53. — 6. *Becke, F.*, Gesteine des Waldviertels. Wien, 1881. — 7. *Zepharovich*, Mineralogisches Lexikon. Wien, 1859, *Bd. I*, 129 und *Bd. III*, 86. — 8. *Foullon, H.*, Mineralogische und petrographische Notizen. Jb. R. A. *38* (1888), 18. — 9. Hinweise über die Methodik der DTA nebst Literaturangabe finden sich in *A. Köhler* und *P. Wieden*, Bemerkungen zu chemischen Gesteinsanalysen. Tscherm. Min. petr. Mitt. IV, *Bd. 4* (1954). — 10. l. c. 1. — 11. *Giuseppetti, G.*, Rocce e minerali della form. ofiiol. di Volpedo Soc. Min. Ital. *Bd. IX* (1953). — 12. *Koechlin, R.*, Mineralogisches Taschenbuch. Wien, 1928.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck.

Mineralführung und Korngrößen von Sanden (Höttinger Breccie und Umgebung).

Von

Josef Ladurner.

(Eingelangt am 12. April 1954.)

Die feinkörnigen, meist dünnen Zwischenlagen zwischen den groben Bänken der Höttinger Breccie aus dem Mayrschen Steinbruch nördlich von Innsbruck werden hinsichtlich ihrer mineralischen Zusammensetzung und Korngröße untersucht und mit den nächstgelegenen Mehlsanden vom Judenbühel nördlich Innsbruck verglichen. Die Zusammensetzung von Buntsandsteinkomponenten aus der Höttinger Breccie wird zum Vergleich angegeben.

Innerhalb der grob gebankten Höttinger Breccie (Mindel-Riß Interglazial) liegen immer wieder im Anschnitt des Mayrschen Steinbruches nördlich von Innsbruck horizontal gelagerte, sonst aber leicht gegen SW hin einfallende (*Klebelsberg*, Geologie von Tirol, S. 507) gelblichgraue bis gelbliche feine Zwischenlagen, die mehrmals in die Höttinger Breccie eingeschaltet sind und die als subaerische Absätze aus der Zeit zwischen der Ablagerung der unteren und der oberen Breccienbank aufgefaßt werden. Die Mächtigkeit dieser Zwischenlagen ist verschieden und geht im Mayrschen Steinbruch von nur wenigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern.

Zur Kennzeichnung dieser Ablagerungen innerhalb der Höttinger Breccie hinsichtlich Korngröße und mineralischer Zusammensetzung wurde aus der mächtigsten derartigen Zwischenlage des Mayrschen Steinbruches eine dazu geeignete Probe entnommen.

Die Korngrößen der einzelnen Komponenten in diesen Zwischenlagen gehen bei der vorliegenden Probe mit Ausnahme einiger etwas größerer Gesteinsstückchen (Kalke und Dolomite der Trias) nicht über 0·4 mm hinaus. Den Hauptanteil nimmt die Körnung 0·0 bis 0·07 mm mit 74·7 Gew.% ein, während die Körnung 0·07 bis 0·2 mm nur mehr mit 22·8 Gew.%, die Körnung 0·2 bis 0·3 mm mit 1·9 Gew.% und die in dieser Probe gröbste Körnung 0·3 bis 0·4 mm mit 0·5 Gew.% beteiligt ist (vgl. hiezu Tab. 1).

Was die mineralische Zusammensetzung dieser Zwischenlagen in der Höttinger Breccie anlangt, so sind vorwiegend Quarz, vereinzelt Feldspat und Glimmer, etwas Karbonat, dann in geringer Menge Granat und Hornblende und vereinzelt kristalline Gesteinskomponenten (Granite bis Gneise, Amphibolite) an ihrer Zusammensetzung beteiligt.

Tab. 1. *Kornverteilung in der feinen Zwischenlage innerhalb der Höttinger Breccie (Mayrscher Steinbruch).*

Körnung in mm	Gew. %
0·3 — 0·4	0·5
0·2 — 0·3	1·9
0·07 — 0·2	22·8
0·0 — 0·07	74·7

Auffallend in diesen Zwischenlagen sind aber mehr oder weniger rundliche, gelbliche Aggregate, die neben vorwiegend sehr kleinen Quarzkörnern manchmal noch Calcitkörnchen, häufig Glimmer (meist Muskowit, seltener Biotit) enthalten. Nur wenige derartige Aggregate sind aus kleinen Calcitkörnchen zusammengesetzt. Die Korngröße der einzelnen Körnchen in diesen Aggregaten geht in den wenigsten Fällen über 0·07 mm hinaus, nur die Glimmer sind manchmal etwas größer, aber auch sie gehen in ihrer Korngröße gemessen // (001) nicht über 0·2 mm hinaus. Die Quarzkörnchen in diesen Aggregaten sind eckig, kantig und nur selten leicht gerundet, die karbonatischen Körnchen zeigen stets eine sehr gute Rundung.

Das Bindemittel in diesen Aggregaten ist in der größeren Zahl von Fällen nichtkarbonatisch, in einer geringeren Zahl von Fällen aber auch karbonatisch (vgl. Tab. 2).

Diese Aggregate sind in der Körnung 0·3 bis 0·4 mm mit 91·4% aller Körner beteiligt, ihre Beteiligung nimmt gegen die feineren Körnungen zu ab, bei der Körnung 0·2 bis 0·3 mm sind es 42·9%, bei der Körnung 0·07 bis 0·2 mm 46·0% und in der feinsten Körnung 0·0 bis 0·07 mm sind nur mehr 9·7% aller Körner derartige Aggregate.

Quarz als Einkristallkorn ist in den groben Körnungen mit nur 1·1% und Glimmer mit 6·6% aller Körner vertreten, beide nehmen gegen die feineren Körnungen hin zu. So steigt der Gehalt an Quarzeinkristallkörnern in diesen Zwischenlagen auf 7·2% in der Körnung 0·2 bis 0·3 mm an, erreicht 18·1% in der Körnung 0·07 bis 0·2 mm und umfaßt 52·2% aller Körner in der feinsten Körnung 0·0 bis 0·07 mm.

Eine ähnlich starke Zunahme zeigt auch der Glimmer, der von 6·6% aller Körner in der Körnung 0·3 bis 0·4 mm auf 46·8% in der Körnung 0·2 bis 0·3 mm ansteigt, von hier ab wieder auf 30·5% aller Körner in der Körnung 0·07 bis 0·2 mm fällt, um aber in der Körnung 0·0 bis 0·07 mm wieder auf 33·5% aller Körner anzusteigen. Der Anteil von Biotit ist in allen Kornstufen stets wesentlich geringer als der des Muskowit.

Karbonatische Einkristallkörner sind mit Ausnahme der Körnung 0·3 bis 0·4 mm in allen anderen Kornstufen vertreten, aber immer nur in geringer Menge.

An Gesteinskomponenten kommen kristalline Gesteinskomponenten in allen Körnungen vor. Vorwiegend sind es Granite bis Gneise, seltener Hornblendegesteine (Amphibolite). Die Tab. 2 gibt eine Übersicht der Beteiligung der einzelnen Komponenten in Kornzahlprozenten (nicht Gewichtsprozente) wieder.

Tab. 2. *Zwischenlagen in der Höttinger Breccie, Kornzahlprozente der einzelnen Komponenten.*

Körnung n mm	Quarz	Karbonat	Glimmer		andere Mg-Fe Silikate	Gesteine		Aggregate	
			Biotit	Muskowit		Kalke, Dolomite	Kristallin	mit nicht karbon. Bindemittel	mit karbon. Bindemittel
	%	%	%	%	%	%	%	%	%
0·3 —0·4	1·1	—	2·5	4·1	—	—	0·9	59·2	32·2
			6·6					91·4	
0·2 —0·3	7·2	1·1	10·9	35·9	—	—	2·2	28·4	14·5
			46·8					42·9	
0·07—0·2	18·1	4·7	4·6	25·9	0·4	—	0·3	37·4	8·6
			30·5					46·0	
0·0 —0·07	52·2	3·5	4·4	29·1	0·7	—	0·4	6·4	3·3
			33·5					9·7	

Die Quarzkörner in diesen Zwischenlagen sind vereinzelt nahezu isometrisch, in der Mehrzahl der Fälle aber mehr oder weniger heterometrisch mit unregelmäßigen, manchmal scherbigen Kornformen. Die Körner sind meist eckig, kantig, manchmal aber auch mit gerundeten Kanten und Ecken. Die Karbonate sind fast immer deutlich gerundet bei nahezu isometrischen bis unregelmäßigen Kornformen. Die Glimmer sind dünntafelig, selten sind es etwas dickere Pakete. Die Ecken der Glimmer sind in vielen Fällen deutlich abgerundet. Die wenigen Gesteinskomponenten haben meist unregel-

mäßige Formen, sind aber immer kantengerundet bis gerundet. Die Form der Aggregate ist in der Mehrzahl der Fälle mehr oder weniger isometrisch bis schwach heterometrisch, in einer geringen Zahl von Fällen auch gelängt, aber auch vollkommen unregelmäßig. Diese Aggregate sind stets kantengerundet, vielfach aber gut gerundet.

Zum Vergleich mit diesen Einschaltungen in der Höttinger Breccie wurde ein fluviatiler interglazialer Mehlsand (Riß-Würm Interglazial) aus den Terrassensedimenten des Inntales hinsichtlich Korngrößen und mineralischer Zusammensetzung untersucht. Der Mehlsand stammt vom Judenbühel (nördlich Innsbruck) und stellt das diesen Zwischenschaltungen im Mayrschen Steinbruch nächstgelegene Mehlsandvorkommen dar.

Die Kornverteilung in diesen Mehlsanden gibt Tab. 3 wieder und es zeigt sich, daß die feinste Körnung gegenüber allen anderen Körnern mengenmäßig stark vorherrscht, und daß ein rascher Abfall zu den gröberen Körnungen erfolgt.

Tab. 3. *Kornverteilung in den Mehlsanden vom Judenbühel (nördlich Innsbruck).*

Körnung in mm	Gew. %
0·2 — 0·4	0·5
0·07 — 0·2	24·5
0·0 — 0·07	75·0

Auffallend an diesen Mehlsanden ist nun der große Gehalt an Glimmer in der Körnung 0·2 bis 0·3 mm von 85·2% aller Körner. Dieser hohe Anteil an Glimmer nimmt gegen die feineren Körnungen zu ab, liegt aber immer noch in der Körnung 0·07 bis 0·2 mm bei 46·1% und in der Körnung 0·0 bis 0·07 mm bei 50·8% aller Körner. Der Anteil an Muskowit ist in allen Körnungen wesentlich größer als der des Biotits. Quarzeinkristallkörner sind in der Körnung 0·2 bis 0·3 mm nur mit 3·3% aller Körner vertreten, sie steigen aber gegen die feineren Körnungen zu rasch an, erreichen in der Körnung 0·07 bis 0·2 mm 44·4% und in der feinsten Körnung 44·9% aller Körner. Karbonateinkristallkörner sind in allen Körnungen vertreten, aber immer nur in wenigen Prozenten, andere Mg-Fe-Silikate (außer Glimmer), vorwiegend Hornblende, aber auch etwas Granat scheinen in allen Körnungen auf, gehen aber nie über 1·2% aller Körner hinaus. Feldspate sind nur vereinzelt nachweisbar. Kristalline Gesteinskomponenten (Granite bis Gneise, Hornblendegesteine) sind in der Körnung 0·2 bis 0·3 mm noch mit 7·3% aller Körner vertreten, nehmen aber gegen die feineren Körnungen

zu stark ab. Ihr Anteil beträgt in der feinsten Körnung dann nur mehr 0·3% aller Körner. Karbonatische Gesteinskomponenten fehlen ganz, mit Ausnahme in der Körnung 0·2 bis 0·3 mm, wo 0·3% aller Körner karbonatische Gesteinskomponenten sind. In der Tab. 4 ist die Beteiligung der einzelnen Komponenten in diesen Mehlsanden in Übersicht gebracht, wobei die einzelnen Werte nicht Gewichtsprozente, sondern Kornzahlprozente sind.

Tab. 4. *Mehlsand Judenbühel, Kornzahlprozente der einzelnen Komponenten.*

Körnung in mm	Quarz	Karbonate	Biotit und Chlorit	Muskowit	Andere Mg-Fe Silikate	Gesteinskomponenten karbonatisch	Gesteinskomponenten kristallin	Erz
	%	%	%	%	%	%	%	%
0·2 — 0·3	3·3	3·6	17·5	67·7 (85·2)	0·3	0·3	7·3	—
0·07 — 0·2	44·4	4·9	7·2	38·9 (46·1)	1·2	—	2·8	0·6
0·0 — 0·07	44·9	2·8	4·3	46·5 (50·8)	0·8	—	0·3	0·4

Die Quarzkörner in diesen Mehlsanden sind vielfach isometrisch bis schwach heterometrisch, selten ausgesprochen gelängt. Sie sind eckig, kantig, aber auch kantengerundet. Die Karbonate sind meist kantengerundet bis gut gerundet, bei isometrischen bis schwach heterometrischen Kornformen. Die Glimmer sind stets dünntafelig, in vielen Fällen sind die Ecken dieser Tafeln gut gerundet. Unter den anderen Mg-Fe-Silikaten sind die Hornblenden vorwiegend ausgesprochen stengelig, während die Granatkörner rundlich sind. Die kristallinen Komponenten sind verschieden in ihrer Kornform, meistens jedoch kantengerundet bis gut gerundet.

Was diese jüngeren, fluviatilen interglazialen Mehlsande aus den Terrassensedimenten (Riß-Würm Interglazial) von den älteren subaerischen feinsandigen Zwischenlagen der Höttinger Breccie (Mindel-Riß Interglazial) unterscheidet, ist nicht so sehr die mineralische Zusammensetzung, die in beiden Ablagerungen nahezu dieselbe ist, sondern der verschiedene Anteil der einzelnen Mineralien in den jeweiligen Sedimenten und vor allen auch die verschiedenen Korngrößen. Im Vergleich der Tab. 1 mit Tab. 3 kommen die Unterschiede in den Korngrößen zwar nicht zum Ausdruck, da durch die Aggregatbildungen bei den Zwischenlagen aus der Höttinger Breccie für diese ein scheinbar gröberes Korn gegeben ist, als es ohne Aggregatbildung tatsächlich der Fall wäre.

Ein auffallender Unterschied zwischen diesen beiden Sedimenten ist der verschiedene Gehalt an Glimmer, der bei den Mehlsanden vom Judenbühel in der Körnung 0·2 bis 0·3 mm 85·2% aller Körner ausmacht und bis auf 50·8% aller Körner in der Körnung 0·0 bis 0·07 mm sinkt, während bei den Zwischenlagen in der Höttinger Breccie der Anteil an Glimmer in der Körnung 0·3 bis 0·4 mm nur 6·6% beträgt, um dann in den feineren Körnungen bis auf 46·8% aller Körner anzusteigen.

Hinsichtlich des Gehaltes an Quarz und vereinzelten Feldspaten ist zunächst scheinbar kein sehr wesentlicher Unterschied gegeben, wenn auch in den Mehlsanden vom Judenbühel, besonders in der Kornstufe 0·07 bis 0·2 mm mehr Quarz (44·4%) als in der entsprechenden Körnung bei den Zwischenlagen der Höttinger Breccie (18·8%) auftritt. Ein deutlicher Unterschied würde aber dann vorhanden sein, wenn es nicht zu jener Bildung von Aggregaten gekommen wäre, die vorwiegend aus kleinen Quarzkörnchen und etwas Glimmer bestehen. Ohne die Bildung dieser Aggregate würde der Anteil an Quarz in den Zwischenlagen der Höttinger Breccie in den feineren Körnungen ein wesentlich größerer sein, als bei den Mehlsanden vom Judenbühel, während der Glimmergehalt ohne Bildung dieser Aggregate in den feineren Kornstufen sich nur unwesentlich erhöhen würde, hingegen aber in den gröberen Körnungen, wo diese Aggregatbildung 91·4% aller Körner ausmacht, eine merkliche Erhöhung des Glimmeranteiles bewirken würde.

Um Anhaltspunkte über die Herkunft der Komponenten aus den feinsandigen Zwischenlagen der Höttinger Breccie zu erhalten, wurde der Buntsandstein, der mehrerenorts am Südgehänge der Innsbrucker Nordkette ansteht und der als möglicher Lieferant für einzelne Komponenten (Quarz, Glimmer) der Zwischenlagen in Frage kommt, in Dünnschliffen auf seine mineralische Zusammensetzung hin untersucht. Untersucht wurden Buntsandsteine, die als Gerölle in der Höttinger Breccie enthalten sind und die aus der nächsten Umgebung dieser Zwischenlagen der Höttinger Breccie stammen.

Alle diese Buntsandsteine, es wurden sowohl rote als auch weiße derartige Bundsandsteingerölle im Dünnschliff untersucht, zeigen bei im einzelnen wechselnder Korngröße doch alle eine sehr ähnliche Zusammensetzung. Sie bestehen fast ausschließlich aus Quarz, daneben kommt in wechselnder, aber immer geringer Menge Hellglimmer vor. Selten ist etwas Karbonat, nur in den weißen Buntsandsteinvarietäten ist es reichlicher. In einem Schliff fand sich ein kleiner Zirkon.

Die Quarze der Buntsandsteine zeigen meist eckige, seltener leicht bis gut gerundete Kornquerschnitte. Sie sind stets mehr oder weniger stark undulös und zum Teil zerbrochen mit in den meisten Fällen korrespondierenden Trümmergrenzen. Die Korngröße der Quarze geht in den untersuchten Schliffen nicht über 0·614 mm hinaus. Neben diesen größeren Quarzen kommen aber auch noch feine bis feinste Quarzkörnchen vor, die zusammen mit feinsten Hellglimmerschüppchen Hohlräume zwischen den großen Quarzkörnern ausfüllen. Vereinzelt kommen auch quarzitische Komponenten in diesen Buntsandsteinen vor.

In geringer Menge und verschiedener Korngröße tritt in diesen Schliffen auch Hellglimmer auf. Die größeren Glimmer zeigen vielfach deutliche Krümmung, oft auch starke winkelige Biegung.

Soferne Karbonat in diesen Gesteinen vorkommt, füllt es verschieden große Hohlräume zwischen dem Quarzgefüge aus.

Die Entstehung der interglazialen Mehlsande vom Judenbühel ist fluviatil. Die Minerale, die in diesen Mehlsanden vorkommen, stammen nahezu ganz aus kristallinen Einzugsgebieten, nur der Quarz und ein kleiner Teil des Glimmergehaltes könnte aus den Buntsandsteingebieten bezogen werden. Es ist auffallend, daß karbonatische Komponenten trotz der Ablagerung dieser Mehlsande am Fußgehänge der aus Triasgesteinen aufgebauten südlichsten Karwendelkette (Innsbrucker Nordkette) als Gesteinskomponenten nicht und auch als Einkristallkörner nur in sehr geringer Menge vertreten sind.

Was die Herkunft der Minerale in den Zwischenlagen der Höttinger Breccie betrifft, so wäre es wohl möglich, daß die Quarze aus den Buntsandsteinablagerungen stammen, während für die anderen Minerale andere Gebiete, aus denen sie stammen können, angenommen werden müssen. Für einen kleinen Teil des Glimmergehaltes dieser Zwischenlagen wäre ebenfalls eine Herleitung aus Buntsandsteingebieten denkbar, nicht aber für den gesamten großen Glimmergehalt dieser Zwischenlagen. Die nächsten derartigen Gebiete, aus denen die Glimmer stammen könnten, sind, nachdem das unmittelbar anschließende Gebiet der südlichsten Karwendelkette außer Buntsandstein keine anderen Gesteine mit Glimmer enthält, nur die kristallinen Gebiete südlich des Inntales. Eine andere in Frage kommende Möglichkeit für die Herleitung des Glimmers in diesen Zwischenlagen wäre, daß diese Ausblasungen aus älteren quartären Ablagerungen darstellen, die neben anderem Material auch kristallines, glimmerreiches Material (Granite, Gneise u. ä.) enthalten. Es lassen sich also die meisten Minerale nicht aus der unmittelbaren Umgebung beziehen, sie müssen daher von mehr oder weniger weit eingeweht worden sein. Eine Beteiligung der unmittelbar darüber

anstehenden Gesteine (Trias der nördlichen Kalkalpen) war in der untersuchten Probe nicht oder in nur unwesentlicher Menge nachzuweisen mit Ausnahme der wenigen größeren Kalk- und Dolomitstückchen, die in den Zwischenlagen vorhanden waren. Die wenigen kristallinen Gesteinskomponenten in diesen Zwischenlagen stammen wahrscheinlich von Erratika aus den der Breccienbildung vorangegangenen Eiszeiten.

Es wird also die Annahme, daß es sich bei den Zwischenlagen in der Höttinger Breccie um subaerische Bildungen, handelt, durch diese Untersuchungen hinsichtlich ihrer Mineralführung bestätigt.

Zusammenfassung.

Die mineralogische Untersuchung interglazialer Ablagerungen verschiedenen Alters aus dem Inntalquartär hinsichtlich Mineralbestand und Korngröße ergaben deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Ablagerungen.

Bei im großen und ganzen gleichen Mineralbestand (Quarz, Karbonat, Glimmer, andere Eisenmagnesiumeisensilikate, Gesteinskomponenten) dieser Ablagerungen sind aber die betreffenden Minerale in sehr verschiedener Menge und Größe in den einzelnen Ablagerungen vertreten. Besonders auffallend ist in den Zwischenlagen der Höttinger Breccie die starke Beteiligung von aus Quarz, Glimmer und fallweise Karbonat bestehenden Aggregaten mit kieseligem oder kalkigem Bindemittel, die den Mehlsanden vom Judenbühel fehlen.

Eine Herkunft der Minerale in den Zwischenlagen der Höttinger Breccie aus den in der Nähe anstehenden Gesteinen ist nicht oder nur zum Teil gegeben. Sie sind aus kristallinen Gebieten zu beziehen, vielleicht stellen sie auch Ausblasungen aus älteren quartären Ablagerungen dar.

Der Buntsandstein mit seiner nahezu monomineralischen Zusammensetzung kommt nur als Lieferant für einzelne Komponenten (Quarz, ein Teil des Glimmers) in Frage.

Für die Zwischenlagen in der Höttinger Breccie wird ihre Deutung als subaerische Bildungen bestätigt. Die Mehlsande des Judenbühels sind fluviatil, die Mineralien dieser Mehlsande entstammen dem Einzugsgebiet des Inntales, wobei aber kalkalpine Komponenten in ihnen fehlen.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien und der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Wien.

Über den Wert oder Unwert der Spurenelement-Analyse für die Lagerstättenforschung, Minerogenese und Petrogenese.

Von

Herbert Haberlandt und **Erich Schroll.**

(Eingelangt am 20. April 1954.)

Trotz intensivster Beschäftigung vieler, vor allem ausländischer Forscher mit der Bestimmung von Spurenelementen in Mineralien, Erzen und Gesteinen und ihrer Ausdeutung für geochemische und minerogenetische Probleme sind neuerdings im deutschen Schrifttum Stimmen laut geworden, welche der Bedeutung der Spurenelementanalyse ihre Anerkennung versagen, obzwar die betreffenden Forscher oft selbst diese Methode angewandt haben.

Es sei vorausgeschickt, daß von den Verfassern dieses Aufsatzes besonders die Spurenanalyse alpiner Erze und Minerale, vor allem von Bleiglanzen und Zinkblenden, ferner von Sideriten und Magnesiten sowie von alpinen Kluftmineralen in Angriff genommen worden ist, wobei hinsichtlich der Klärung und Vertiefung verschiedener genetischer Probleme der ostalpinen Vererzung und der Kluftmineralgenese bereits bemerkenswerte Erfolge erzielt werden konnten (Lit. 1, 2).

Von einem von uns (Lit. 3, 4) wurde der Begriff: „Mikro-Paragenese" der Leitelemente in Mineralen geprägt, der bedeutet, daß in ein und demselben Mineral von verschiedenen Fundorten eine charakteristische Vergesellschaftung von „typochemischen" Leitelementen in spurenhafter Verteilung vorhanden sein kann [1]. Der Be-

[1] Ein uns bei Abschluß unserer Arbeit zugekommener Vortragsbericht von *J. Jedwab* (Bull. Soc. Belg. Geol. Palaeontol. Hydrol. 67, 173 vom 20. X. 1953), übernimmt den von uns nach einem Vorschlag von *G. Berg* eingeführten Ausdruck „typochemische" Spurenelemente und führt getrennt davon den Begriff: „kristallomorphe" Elemente ein. Nach unserer Meinung sollte aber die Bezeichnung „typochemisch" nur für solche Spurenelemente gebraucht werden, welche für einen bestimmten, geochemisch bedingten Bildungsvorgang eines Minerales kennzeichnend sind.

griff: „Leitelement" ist bekanntlich von *V. M. Goldschmidt* (Lit. 5) gefaßt worden und von diesem Forscher wurde schon frühzeitig die Hoffnung ausgesprochen, daß solche Elemente einmal Fingerzeige für die Deutung der Minero- und Petrogenese geben würden. Es wird nun von jenen, welche hinsichtlich der Nützlichkeit der Spurenanalyse eine skeptische Haltung einnehmen, allzu oft übersehen, daß nur solche Spurenelemente geeignet sind, welche eben als Leitelemente in Frage kommen können und nicht etwa irgendwelche andere sich indifferent verhaltende Spurenelemente.

So können z. B. im Falle der Zinkblende die Spurenelemente: Kobalt, Germanium, Gallium, Indium, Thallium, Quecksilber und Zinn als Leitelemente angesehen werden. Wenn *Fr. Hegemann* (Lit. 6) bei seinen ersten Untersuchungen an Zinkblenden die genannten Leitelemente in Betracht gezogen hätte, so hätte er positive Ergebnisse erhalten. Haben doch bereits frühzeitig Arbeiten von *L. C. Graton* und *G. A. Harcourt* (Lit. 7), *S. A. Borovik* und *N. M. Prokopenko* (Lit. 8), *R. Stoiber* (Lit. 9), *I. Oftedal* (Lit. 10), *O. Gabrielson* (Lit. 11) und in letzter Zeit auch von *J. S. Anderson* (Lit. 12) und von *D. F. Morris* und *F. M. Brewer* (Lit. 13) immer wieder gezeigt, daß eindeutige Gesetzmäßigkeiten hinsichtlich der Verteilung von Germanium, Gallium, Indium, Thallium, Quecksilber und Zinn in Zinkblenden verschiedener Lagerstätten ein und derselben Erzprovinz und bei verschiedenen Provinzen zu beobachten sind.

Die Suche nach Leitelementen erfordert auf jeden Fall die Untersuchung einer statistisch großen Zahl gut ausgewählter Proben auf sämtliche in Frage kommenden Spurenelemente, bevor ein abschließendes Urteil gefällt werden kann. Für solche Untersuchungen stehen heute hinreichend genaue und empfindliche Schnellmethoden, wie sie vor allem die moderne Spektralanalyse (Lit. 14) und in beschränktem Umfange auch die Fluoreszenzanalyse (Lit. 15) bietet, zur Verfügung, während die früheren chemischen Analysenmethoden einschließlich der mikrochemischen hiefür unzureichend waren.

Außer der hinreichend großen Probenzahl ist es auch notwendig, hinsichtlich der Fundorte eindeutige Angaben zu besitzen und womöglich die wesentliche Mineralvergesellschaftung der betreffenden Lagerstätten zu kennen. Diese Bedingungen werden leider in den wenigsten Arbeiten eingehalten. Auch ausgezeichnete Monographien über das Vorkommen von Spurenelementen in Mineralen, wie die von *K. Rankama* (Lit. 16) über Niob und Tantal oder von *M. Fleischer* und Mitarbeiter (Lit 17) über Niob und Titan, sind in dieser Hinsicht nicht vollständig.
Dabei können nach unserer Systematik sowohl kristallchemisch eingebaute, als auch

in beigemengten Spurenmineralien vorhandene Spurenelemente als typochemisch bezeichnet werden. Zum Beispiel würden zweiwertiges Europium und zweiwertiges Ytterbium als typochemische Spurenelemente für bestimmte Fluoritbildungen gelten; das sind Elemente, die offenbar kristallchemisch eingebaut sind. Anderseits würden bei Einlagerung radioaktiver Substanzen in anderen Fluoriten von geochemisch gut charakterisierbaren Lagerstätten die radioaktiven Elemente ebenfalls als typochemisch bezeichnet werden können.

Oft kann von vornherein die Suche nach Leitelementen auf bestimmte Spurenelemente beschränkt werden. Kommen doch als Leitelemente in erster Linie solche Spurenelemente in Frage, welche gemäß den Gesetzen der Kristallchemie in das Kristallgitter aufgenommen werden können. Dazu sind im erweiterten Sinne auch Gehalte an Spurenmineralen im zu untersuchenden Hauptmineral zu zählen, welche als orientierte Verwachsungen und als Entmischungsbildungen im Muttermineral auftreten können. Eine entsprechende Systematik für die Art des Spurenelementeinbaues ist kürzlich vorgeschlagen worden (Lit. 18). Eine größere im Druck befindliche Arbeit (Lit. 1 b) über die Verschiedenheit des Spurenelementgehaltes in den verschiedenen Strukturmodifikationen des natürlich vorkommenden Zinksulfides wurde in letzter Zeit durchgeführt.

Es erscheint zwecklos, genaue Analysen von Spurenelementen auszuführen, welche in zufälligen, in keiner genetischen Verbindung mit dem Mineral stehenden Verunreinigungen oder sekundär gebildeten Einlagerungen enthalten sind. Solche Bestimmungen mögen ihren Wert hinsichtlich der Angabe des Reinheitsgrades der zu untersuchenden Mineralprobe besitzen, worauf leider nur selten geachtet wird, doch sind sie ungeeignet, genetische oder geochemische Schlußfolgerungen weitgehender Art für das Mineral selbst zu ziehen.

Die Mineral- oder Erzprobe sollte grundsätzlich zumindest unter dem Binokularmikroskop, bzw. unter einer starken Lupe, besser im Auflicht- oder Durchlicht-Polarisationsmikroskop vor der Analyse genau geprüft werden.

Leider sind in letzter Zeit einige Arbeiten auf dem Gebiete der Spurenelementanalyse erschienen, welche nicht allen oben erwähnten grundsätzlichen Anforderungen gerecht werden. Auch die sicher mit guten Absichten unternommenen qualitativen spektralanalytischen Untersuchungen von *H. Haas* (Lit. 19) über „Begleitelemente" in Magnesiten und anderen Karbonaten, ferner in Erzmineralen ostalpiner Provenienz (hauptsächlich aus der Grauwackenzone) sind hieher zu rechnen, welche schon wegen ihres rein qualitativen Charakters unzureichend sind und nicht geeignet erscheinen, das Problem der Magnesitentstehung einer Klärung zuzuführen. Die Spurenangaben in dieser Arbeit beschränken sich im wesentlichen auf triviale Spurenelemente; typochemische Leitelemente, wie sie etwa Nickel, Kobalt oder Bor in Magnesiten, Skandium und Bor in Sideriten vorstellen könnten, sind methodisch ungenügend berücksichtigt worden, während die Angaben über Kupfer oder Silberspuren in den Karbonaten unwesentlich erscheinen und Borspuren im Bleiglanz wenig vertrauenswürdig und auch belanglos sind.

Die einfachste Möglichkeit in der Erfassung von Leitelementen ist durch qualitative Feststellung der An- oder Abwesenheit eines bestimmten Spurenelementes gegeben. Eindeutiger ist die Feststellung einer typischen Leitelementkonzentration oder besser eines Leitelement-Konzentrationsbereiches, dessen Umfang allerdings von der Empfindlichkeit der Nachweismethode abhängt. Das singuläre Vorkommen eines Spurenelementes ist allerdings in den meisten Fällen für die Ausschließlichkeit einer Aussage unzureichend. *Beispiel:*

Hohe Germanium-Konzentrationen sind für tiefthermal gebildete Zinksulfide spezifisch. Es gibt aber trotzdem daneben auch germaniumfreie Blenden (wie z. B. aus dem Binnental), wofür dann besondere Gründe maßgebend sind (Lit. 1).

Besonders gut eignen sich Konzentrationsverhältnisse bestimmter Spurenelemente, welche einen Antagonismus in ihrem geochemischen Verhalten zeigen. *Beispiel:*

Das Verhältnis Wismut—Antimon im Bleiglanz. Wismutvormacht im Bleiglanz ist für herdnahe (perimagmatische) Vererzungen unter der Voraussetzung höherer Silbergehalte charakteristisch. Herdferne Bleiglanze weisen stets einen Antimonüberschuß auf (Lit. 1).

Vor allem lassen sich durch die Bestimmung der Mikro-Elementparagenese eines Minerals typische Komplexe von Spuren-Leitelementen auffinden. *Beispiel:*

Zinkblenden aus metamorphen Kieslagern zeichnen sich durch eine abnormale Mikroparagenese aus, in der sowohl Spurenelemente der Hoch- als auch der Tieftemperaturfazies (Zinn, Indium, Gallium, Germanium, Quecksilber) vertreten sind. Die kolloidal gebildeten Schalenblenden sind vor allem durch Gehalte von Thallium neben Arsen (Thallium- und Arsensulfide?) charakterisiert.

Über die Betrachtung der Mikro-Elementparagenese eines Minerales hinaus lassen sich Zusammenhänge mit der gesamten Makro-Mineralgenese feststellen. *Beispiel:*

Beim Zinnstein wurden solche Beziehungen zwischen seinem Gehalt an Niob, Tantal, Wolfram usf. und der Mineralparagenese der betreffenden Lagerstätte festgestellt (*Noll*, Lit. 20). Andere Spurenelemente, wie Ga, Ge, Hf und V, sollen nach *Borovik* (Lit. 21) für Zinnsteinvorkommen bestimmter Paragenese charakteristisch sein; das wäre also auch ein Beispiel für die im vorigen angeführten Leitelement-Komplexe. Analoge Verhältnisse wurden auch beim Wolframit in bezug auf die Gehalte von Seltenen Erden und Skandium von *F. Leutwein* aufgezeigt (Lit. 22).

Außerdem sind charakteristische Wechselbeziehungen und Verschiebungen im Spurenelementgehalt beim Vorhandensein bestimmter Mineralparagenesen festzustellen. *Beispiel:*

Die Verteilung von Kobalt und Nickel zwischen Pyrit und Magnetkies. *Fr. Rost* (Lit. 23) konnte an Erzen aus dem Kieslager Bodenmais feststellen, daß Kobalt sich vorwiegend im Pyrit, Nickel sich mehr im Magnetkies anreichert, wenn beide Erzminerale nebeneinander auftreten.

Endlich sind nicht nur die absoluten und relativen Spurenelementgehalte, sondern auch die Konstanz oder Nicht-Konstanz, besser die Variationsbreite der Konzentrationen (Maximal- und Minimalgehalt), womöglich auch deren Häufigkeit und Durchschnittsgehalt zweckmäßig zu erfassen. *Beispiel:*

Die Konstanz der Kobalt-Nickelgehalte im Pyrit über eine ganze Lagerstätte ist nach *Fr. Hegemann* für die extrusiv-sedimentäre Bildung von Kieserzlagern kennzeichnend (Lit. 24).

Die Unterschiede in der Mikroparagenese können durch verschiedene Faktoren bedingt sein, welche sich naturgemäß überschneiden.

1. Minerogenetischer Faktor (Unterschiede in den physikalischen Bedingungen bei der Mineralbildung, z. B. Temperatur, Druck).
2. Regional-geologischer Faktor (Provinzielle und lokale Unterschiede im Chemismus geologischer Körper).
3. Geochemischer Faktor (verschiedener Chemismus des Zubringermagmas, des Nebengesteines, der geochemische Prozeß sowie sedimentäre und magmatische Vorgänge).

Damit sind auch die Möglichkeiten der Aufstellung von verschiedenen Typen von Leitelementen gegeben.

1. Minerogenetische Leitelemente. Beispiel: Co, In sind Leitelemente für kata- bis mesothermale Zinkblenden, während Hg, Ga, Ge, Tl im epi- bis telethermalen Bildungsbereich zu finden sind.
2. Regional-geologische Leitelemente. Beispiel: Tl ist ein charakteristisches Spurenelement von Zn-Erzen europäischer Provenienz.
3. Geochemische, besser vielleicht: „typochemische" Leitelemente. Beispiel: Yb^{+2} tritt bei Fluoriten aus sauren Pegmatiten oder Gneisen auf, Eu^{+2} in bestimmten hydrothermalen Bildungen mit Bleierzen in der Nachbarschaft intermediärer Gesteine (Lit.25).

Vielfach sind minerogenetische, geochemische und regional-geologische Faktoren nicht streng auseinanderzuhalten; es sollte aber in Zukunft der Versuch unternommen werden, die Abhängigkeit des Vorkommens solcher Leitelement-Spurenelemente von Temperaturbedingungen im Zusammenhang mit der Generationsfolge, vom chemischen Charakter der Lösungen, von topochemischen Faktoren (Beeinflussung durch den Chemismus des Nebengesteins), anderen geochemischen Verhältnissen (wie Magmenverwandtschaft, Geochemie des Stammagmas usw.) und von geologischen Faktoren (Beziehungen zur Tektonik und Stratigraphie) gesondert zu erfassen.

Das Aufsuchen geochemischer Leitelemente ist mit den größeren Schwierigkeiten verbunden, einerseits weil eine Überlagerung durch verschiedene Faktoren eintreten kann, anderseits aber weil sehr oft über die Genese von Mineral- und Erzlagerstätten divergierende Ansichten vorhanden sind, so daß ohne spezielle Detailuntersuchungen solche Lagerstätten nicht zum Schlüssel geochemischer Probleme gewählt werden können. Die Erfassung geochemischer Leitelemente kann nur auf weltweiter Grundlage erfolgen, da sonst etwa gewonnene Ergebnisse nur provinziellen Charakter besitzen.

Auf jeden Fall können wir Abweichungen von der Norm registrieren und den Schluß auf eine abnormale Genese ziehen. *Beispiel:*

Abnormal erscheint die Mikroparagenese der Zinkblende vom Binnental (Schweiz): extrem spurenarm, selbst der Cd-Wert liegt unter dem Durchschnitt. Dies deutet sicher auf ein wiederholt umgelagertes Erz. Wenn wir nun zwischen dem Tl-Gehalt der alpinen Triasvererzung und dem Auftreten von Tl-Mineralien im triasischen Dolomit vom Binnental einen Schluß ziehen dürfen, so spricht vieles dafür, daß hier eine durch die Metamorphose vollkommen umgelagerte triasische Pb-Zn-Vererzung vorliegen muß.

Auch dann, wenn die Spurenanalyse nicht sofort einwandfreie genetische Rückschlüsse zuließe, sind solche Untersuchungen in ausgezeichneter Weise geeignet, die Eigenart und Gliederung von Mineral- und Erzprovinzen auf geochemischer Grundlage zu erfassen. Dies konnte *E. Schroll* (Lit. 1 c) in einer umfangreichen Arbeit, welche allerdings im vollen Umfang noch nicht im Druck erschienen ist, zeigen. Es wurden typische Durchläufererze, Bleiglanz und Zinkblende, von etwa 200 Fundorten der ostalpinen Erzprovinz spektrochemisch auf ihre Spurenelemente analysiert. Diese „geochemische Analyse" läßt besser als die sonst üblichen Mineraltopographien die Verwandtschaftgrade der ostalpinen Erzbezirke erkennen.

So zeigen diese regionalen Untersuchungen unter anderem einen scharfen Kontrast zwischen den Pb-Zn-Vererzungen in der ostalpinen Trias und dem Kristallin, so daß für die Herkunft der ersteren eine besondere Genese angenommen werden kann. Die Erze aus dem Paläozoikum und Altkristallin vieler Erzbezirke (z. B. Grazer und Murauer Paläozoikum, Schladminger Tauern, Grauwackenzone) sind durch eine eigenartige Uniformität in ihrer Mikroparagenese ausgezeichnet, so daß deren genetische Zusammengehörigkeit als höchst wahrscheinlich anzusehen ist. Die jungalpine Vererzung des Tauernfensters zeigt trotz Ähnlichkeit der Spurengehalte eine deutliche Eigenart (z. B. geringe In-Gehalte in hochthermalen, Fehlen von Ge in tiefthermalen Zinkblenden). Die von der alpinen Metamorphose betroffenen Lagerstätten (z. B. Blei-Zink-Vererzungen von Ramingstein, Magnetkiesvorkommen von Lamprechtsberg, Kieslager der Kreuzeckgruppe u. a.), für welche eine voralpine Metallogenese am ehesten verantwortlich gemacht werden könnte, führen deutlich zinnhaltige Erze sowie oft extrem indiumhaltige Zinkblenden.

Die wenigen hier angeführten Ergebnisse dürften hinreichend als Beweise anzusehen sein, daß derartige Spurenanalysen wesentliche Beiträge zur Klärung von Problemen der ostalpinen Metallogenese darstellen.

Oft macht es den Eindruck, als ob die Spurenelemente in ihrer Bedeutung nur dort abgelehnt werden, wo die Tatsachen gegen vorgebrachte Hypothesen oder eingewurzelte Vorstellungen sprechen könnten. So ist es wohl auch zu verstehen, wenn es *H. Schneiderhöhn* (Lit. 26) ablehnt, die Besonderheit der Spurenvergesellschaftung der alpinen Erzprovinzen als Gegenargument gegen seine Theorie anzuerkennen, anderseits aber die Besonderheiten in der Spurenelementverteilung, wie sie *E. Schroll* (Lit. 2) für die Bleiberger

Erze aufgezeigt hatte, eben als Argument für seine Ansicht verwendet. Die geochemische Analyse der ostalpinen Blei-Zinkerze eindeutig alpidischen Alters hat im Vergleich zu solchen der spätvariszischen erzgebirgischen oder Harzer Erzprovinz und anderem eine relative Armut an Indium und Zinn ergeben, während andere Erze aus vermutlich voralpidischen Lagerstätteneinheiten äquivalente Konzentrationen zu den erzgebirgischen enthalten können.

Diese Tatsache allein könnte ebenso für wie gegen die Hypothese von *Schneiderhöhn* sprechen, wobei außerdem noch die Frage einer variszischen und präkambrischen Metallogenese für die Herkunft der Metalle geklärt werden müßte. Es kann auch durch *Schneiderhöhn* nicht bewiesen werden, daß während der alpinen Orogenese keine Metallogenese stattgefunden hätte. Wir müssen aber aus anderen Gründen annehmen, daß die Vererzung des Tauernfensters einem eigentümlichen alpidischen Entstehungsprozeß zuzuordnen ist, da hiebei eine besonders charakteristische Spurenelementvergesellschaftung festgestellt wurde. (Lit. 27).

Als die Spurenanalyse von Mineralen neue Tatsachen und Ergebnisse erbracht hatte, wie z. B. die Differentiation bestimmter Seltener Erden in minerogenetisch verschiedenen Vorkommen ein und desselben Minerales, so wurden neben anerkennenden Stimmen auch kritische Bemerkungen veröffentlicht, wie etwa, daß solche Resultate in bezug auf minerogenetische Probleme doch nichts Neues gebracht hätten, da man beispielsweise ohnehin den Unterschied zwischen hydrothermalen und pegmatitischen Fluoriten kennt. Dazu möchten wir betonen, daß jede neue empirische Tatsache auch neue Hinweise auf bestehende Probleme bietet, welche dann in ganz neuer Beleuchtung erscheinen und auch neue Probleme aufstellt. So wirft die Tatsache des Vorkommens von zweiwertigem Ytterbium in alpinen, vorwiegend rosa gefärbten Kluftfluoriten (kenntlich an einer hellen gelbgrünen Tieftemperaturfluoreszenz im langwelligen filtrierten ultravioletten Licht) ein eigentümliches Licht auf die Genese dieser alpinen Kluftminerale. In ähnlicher Weise sind die Gehalte alpiner Kluftscheelite (Lit. 28) an Yttererden (Terbium, Erbium) entsprechend solchen Erden bei manchen pegmatitischen Scheeliten bemerkenswert und die bis ins feinste gehende Differentiation der Seltenen Erden (Ytter- und Cererden) bei den erwähnten Mineralen verschiedener Lagerstätten stellt uns vor neuartige geochemische Probleme. Es sind das Minerale mit variablem klomplettem Seltenen Erdbestand im Sinne von *V. M. Goldschmidt*, während andere Minerale (z. B. Xenotim und Monazit) mit selektivem Seltenen-Erdbestand eine verhältnismäßig konstante Zusammensetzung in bezug auf die Seltenen Erden erkennen lassen.

Trotz der Arbeit von *Const. Matveyeff* (Lit. 29), der Unterschiede im Cer- und Thoriumgehalt bei Pegmatit-Monaziten und Gesteins-Monaziten zu finden glaubte, zeigt eine neuere Arbeit von *K. J. Murata* und Mitarbeitern (Lit. 30) in Übereinstimmung mit älteren Arbeiten von *V. M. Goldschmidt* und anderen, daß solche eindeutige gesetzmäßige Unterschiede in der Monazitgruppe nicht vorhanden sind, obzwar auch hierbei eine fraktionierte Differentiation der Seltenen Erden feststellbar ist.

Wie dem auch sei, so ist auf jeden Fall ein Rückschluß auf Grund der Mikroparagenese der Seltenen Erden auf die minerogenetische Stellung zunächst nur bei Mineralien mit komplettem Seltenen-Erdbestand möglich und auch hier wird man natürlich sehr vorsichtig sein müssen.

Wenn wir noch einmal zum Problem der Entstehung der alpinen Kluftminerale zurückkehren, so hat sich hierzu *H. Leitmeier* (Lit. 31) in seiner aufschlußreichen Arbeit über die Kluftminerale der Hohen Tauern recht skeptisch über die genetische Bedeutung des erfaßten Bestandes an Spurenelementen geäußert.

„Sollte das eine oder andere Mal der Nachweis gelingen, daß gewisse auffallende Elemente, die nicht überall vorhanden sein können, im Kluftmineral und im Gestein der unmittelbaren Nachbarschaft in nachweisbaren, also immerhin in größeren Mengen anwesend sind, so fehlt doch jede Möglichkeit zu entscheiden, ob diese Elemente vom Nebengestein in das Kluftmineral oder von der das Kluftmineral bildenden Lösung ins Nebengestein gelangt sind. Dies gilt auch für die jetzt als sogenannte Spurenelemente bezeichneten, in kleinsten Mengen vorhandenen Elemente. Umgekehrt kann aber nicht geschlossen werden, daß ein derartiges, in einem Kluftmineral enthaltenes Element, das nachweislich im unmittelbaren Nebengestein nicht vorhanden ist, deshalb juvenilen Ursprungs sein, also größerer Tiefe entstammen müsse; es könnte ja beim Aufstieg solcher Lösungen, aus nur um verhältnismäßig weniges tieferen Gesteinen, die uns heute noch verborgen sind, entnommen sein. Der Nachweis von Spurenelementen ist für die Genese der Kluftmineralien bedeutungslos, da auch keine Vergleichsmöglichkeit besteht, denn juvenile Zufuhr und Auslaugung können dasselbe Ergebnis an verschiedenen Stellen erzielen."

Leitmeier schränkt dann diese Bemerkungen durch den folgenden Satz etwas ein: „Vielleicht wären gewisse Schlüsse aus dem Verhalten von Flußspaten möglich, aber gerade dieses Mineral ist eine Seltenheit unter den ostalpinen Kluftmineralbildungen." Nun konnten gerade in letzter Zeit bei den etwas häufigeren ostalpinen Kluftscheeliten bestimmte Zusammenhänge zwischen der Verteilung der Seltenen Erden auf Grund der Lumineszenzanalyse und der Bildungsweise aufgezeigt werden, worüber in einer gemeinsamen Arbeit mit *A. Schiener* über die Seltenen Erden in verschiedenen Scheelitvorkommen noch ausführlich berichtet werden soll.

Natürlich läßt sich über den letzten Ursprung der Spurenelemente bei der Komplexheit der Entstehungsbedingungen der Kluftmineral-

bildungen nichts Endgültiges aussagen. Es wäre jedoch schon als großer Fortschritt zu werten, wenn wir in einzelnen Fällen mit Sicherheit sagen könnten, daß diese oder jene Spurenelemente nicht aus dem eigentlichen Nebengestein stammen. Es ist sogar *J. Königsberger* (Lit. 33) in seinen letzten Arbeiten zu dem Schluß gekommen, daß die seltenen Elemente aus der Tiefe kamen, allerdings nicht tertiär-alpidisch, sondern zu einem früheren Zeitpunkt als die Mineralklüfte entstanden sind. Das sind zweifellos schwierige Probleme, welche nur mit dem gesamten Rüstzeug minerogenetisch-geochemischer und petrologisch-geologischer Forschungsmethoden in Angriff genommen werden können.

Ebenso schwierig erscheint auch die Frage des Zusammenhanges der Bildung von Erzgängen mit der alpinen Mineralisation, wobei jedoch moderne Ansichten über die Bedeutung der Gesteinsmetamorphose, so z. B. von *E. Clar* (Lit. 32) sowie einer sekundär-hydrothermalen Mobilisation aus dem Bestand älterer Lagerstätten (nach *Schneiderhöhn* [Lit. 26]) berücksichtigt werden müßten. Eine vergleichende Untersuchung der Spurenelementvergesellschaftung (Mikroparagenese) bei alpinen Kluft- und Erzbleiglanzen sowie Zinkblenden hat erst jüngst *E. Schroll* (Lit. 1 c) vorgenommen. Es konnte gezeigt werden, daß die Blei-Zink-Erze aus einer Mineralkluft des westalpinen Grimselgranites in auffälliger Weise eine sehr ähnliche Spurenvergesellschaftung aufweisen wie die Bleiglanze und Zinkblenden aus den Golderzgängen der Hohen Tauern (Bi, Te im Bleiglanz, In in der Blende). Im varistischen Autochthongebirge der Westalpen und im Granitgneismassiv des penninischen Tauernfensters werden sich wohl ähnliche Vorgänge in der Tiefe abgespielt haben müssen, welche zur Entstehung dieser Erze auch die Spurenelemente geliefert haben.

Ähnlich, aber vielleicht noch schwieriger ist die Ausdeutung der Spurenelementvergesellschaftung der Gesteine. Präzise Fundortangaben, ebenso wie genaue Kenntnis des Gesteinschemismus sind Voraussetzung. Wichtig erscheint die Erfassung der Verteilung der Spurenelemene in den gesteinsbildenden Mineralien der Gesteinsprobe. Die übliche Gesteinsanalyse sollte stets durch die Bestimmung der Spurenelemente ergänzt werden.

Vorbildliche Arbeiten liegen vor allem von *L. H. Ahrens* (Lit. 34), *I. Oftedal* (Lit. 35), *S. R. Nockolds* und *R. L. Mitchell* (Lit. 36), *L. R. Wager* und *R. L. Mitchell* (Lit. 37) sowie von *K. H. Wedepohl* (Lit. 38) vor.

Es ist zu wünschen, daß diese bahnbrechenden Arbeiten auch im Bereich alpiner Gesteine ausgeführt werden. In einer Zusammenarbeit mit Geologen und Chemikern der Geologischen Bundesanstalt

ist nun eine größere Untersuchungsreihe von Zentralgneisgesteinen aus dem Gebiet der Hohen Tauern in Angriff genommen worden. Es ist unsere feste Überzeugung, daß gerade das Zentralgneisproblem nicht allein mit geologischen und petrographischen Methoden zu lösen ist, und wir vertreten trotz vieler gegenteiliger Anschauungen den alten Standpunkt von *F. Becke* (Lit. 39), der immer wieder auf die Wichtigkeit chemischer Analysen hingewiesen hat und der gewiß mit Freude die Methode der Spurenelementuntersuchung aufgegriffen hätte. Wir können die Deutung der Arbeiten von *F. Angel und R. Staber* (Lit. 40) und auch bestimmte Folgerungen von *Chr. Exner* (Lit. 41) bezüglich der Entstehung bestimmter Augengneise durch Granitisation (zum Teil aus ursprünglichen Sedimentgesteinen oder Sedimentgneisen) nicht für überzeugend halten und vertreten die Ansicht, daß diese Probleme erst durch eine bereits im Gang befindliche gemeinsame Abeit mit *Chr. Exner*, in der sowohl Gesamtanalysen als auch Spurenelementanalysen von Tauerngneisen ausgeführt werden, eine weitere Klärung erfahren können.

F. Becke hat seinerzeit den Standpunkt vertreten, daß man Ortho- und Paragesteine sehr wohl auf Grund ihres Chemismus unterscheiden kann. Von *A. Köhler* (Lit. 42) wurde in letzter Zeit eine sehr instruktive Methode zur Darstellung chemischer Gesteinsanalysen verwendet, welche geeignet ist, solche Unterscheidungen noch exakter zu treffen. Ausführliche Untersuchungen des Spurengehaltes von Ortho- und Paraamphiboliten, aus dem niederösterreichischen Waldviertel, welche von *A. Sedlacek* und *E. Schroll* zur Zeit ausgeführt werden, zeigen, daß sich die Orthoamphibolithgesteine durch charakteristische Spurengehalte an Ni, Cr, Co und Cu auszeichnen.

Auf Grund neuer chemischer Analysen der Augengneise und der spektralanalytischen Erfassung ihrer Spurenelemente, welche zur Zeit durchgeführt werden, müßte es also möglich sein, einen gefeldspateten oder granitisierten Glimmerschiefer von einem Granitgneis zu unterscheiden. Wenn aber diese prinzipielle Unterscheidungsmöglichkeit mit Hilfe der chemischen Analyse bestritten würde, so geben wir damit auch jedwede exakte Methode der Unterscheidungsmöglichkeit auf. Der Einwand, daß eine vollständige Granitisierung eines Sedimentgesteines den gleichen Chemismus wie den eines Granites ergeben könnte, ist unbewiesen, da schon *L. R. Wager* und *R. L. Mitchell* (Lit. 37) zeigen konnten, daß bestimmte Granite eine charakteristische und recht beständige Spurenvergesellschaftung aufweisen, welche durch Granitisierung mannigfaltiger Sedimente gar nicht zustande kommen könnte. Auch gibt es genug gefeldspatete Glimmerschiefer im tieferen Grundgebirge, die einen ganz anderen Chemismus aufweisen als typische Granitgneise. Unter-

suchungen, welche von *K. Rankama* (Lit. 43) über die geochemische Differentiation in der Erdkruste durchgeführt worden sind, haben nur eine sehr geringfügige Verschiebung in den Spurenelementkonzentrationen von alten zu jungen Graniten aufgezeigt. Die granitophilen Elemente: Li, Be, Rb, Cs, Ba und die Seltenen Erden zeigen eher eine Zunahme bei den jüngeren Graniten, während Y als granitophobes Element eine Abnahme seiner Konzentration im Laufe der Zeit erkennen läßt. Nun sind die genannten granitophilen Elemente keineswegs solche, welche für Sedimente charakteristisch sind. Man könnte ihre Zunahme eher durch eine wiederholte Aufschmelzung alter Granite (Palingenese und Anatexis) erklären als durch Granitisation allein von Sedimenten.

Um noch einmal auf den speziellen Fall der Tauerngneismetamorphose und auf die anschließende Vererzung und Mineralisation zu sprechen zu kommen, so kann wahrscheinlich keiner von diesen Vorgängen mit der Vorstellung eines die entsprechenden Stoffe mobilisierenden „Bades" im sogenannten Ichor erklärt werden, wenn die ursprünglichen Gesteine nur Sedimentgneise und Glimmerschiefer waren. Glimmerschiefer haben bekanntlich eine Natronarmut und Kalivormacht. Das Natrium, welches die Albitisierung verursacht, kann daher nicht von ihnen, sondern nach obiger Hypothese höchstens von dem hypothetischen Ichor abgeleitet werden. Nun fragt es sich aber, wieso neben albitisierten Gneisen auch richtige Biotitgneise und andere vielleicht wirkliche Sedimentgneise vorkommen, welche gar nichts von dieser starken Albitisierung erkennen lassen, obwohl doch auch sie dem Ichorbad ausgesetzt gewesen sein sollten. Viel einfacher und umfassender könnten diese Verhältnisse auf Grund der folgenden, von *V. M. Goldschmidt* (Lit. 44) entwickelten, Vorstellungen geklärt werden, wonach das Natrium bei der Metamorphose aus dem ursprünglich natriumhaltigen Kalifeldspat freigemacht wurde.

Eine interessante Arbeit über den Stoffwechsel auch von Spurenelementen bei der Transformation von Quarziten zu Glimmerschiefern, Epidioriten zu Skarngesteinen im Zuge einer metasomatischen Metamorphose in Irland wurde von *R. A. Higazy* (Lit. 45) durchgeführt. Bei der Veränderung der Epidiorite in Skarngesteine sollen Lithium, Chrom, Nickel, Mangan, Rubidium, Barium, Zinn und Spuren von Blei zugeführt und Kobalt, Vanadium, Titan, Strontium, Yttrium und Spuren von Molybdän und Gallium weggeführt worden sein. Bei der Umwandlung von Quarziten in Glimmerschiefer liegen die Stofftransporte zum Teil in umgekehrter Richtung, da Kobalt zugeführt und Zinn weggeführt worden sein soll. Bei Berücksichtigung der Gesamtverschiebung sollen Chrom, Kobalt, Nickel, Vanadium, Rubidium und Yttrium zugeführt, Silber, Blei, Zinn und Kupfer weggeführt worden sein. Der Verfasser vermutet, daß die letztgenannten Elemente vielleicht bei der Granitisation in Form von Erzlagerstätten aus dem ursprünglichen Gesteinsmaterial stammend angereichert worden sind. So bestechend solche Hypothesen im ersten Moment erscheinen mögen, wären doch weitere derartige

Untersuchungen in größtem Umfange wünschenswert, um hier Klarheit zu gewinnen.

Wie schwierig Ausdeutungen auch umfangreichster Spurenelementuntersuchungen sein können, zeigt die umfangreiche monographische Arbeit von *St. Landergren* (Lit. 45) über die Geochemie schwedischer Eisenerze und verwandter Gesteine. Trotzdem dürfen wir uns wegen dieser Schwierigkeiten nicht abhalten lassen, solche Untersuchungen in immer größerem Bereiche durchzuführen und kritisch auszuwerten.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Erforschung der Spurenelementvergesellschaftung in Mineralien, Erzen und Gesteinen trotz aller Schwierigkeiten und Einwendungen durchaus geeignet erscheint, viele, wenn auch nicht alle minero- und petrogenetischen Probleme neu zu beleuchten und in manchen Fällen auch einer Klärung näher zu bringen, wenn diese Methode einwandfrei und kritisch durchgeführt wird.

Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki* sind wir für seine wertvolle Beratung hinsichtlich der diskutierten Fragen zu großem Dank verpflichtet.

Literatur.

1. *Schroll, E.* (1950/51), Anzeiger Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 21 u. 6. — 1 b. *Derselbe* (1953). Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. I, *162*, 305. — 1 c. *Derselbe,* Eine größere Arbeit über Spurenelementgehalte in österreichischen alpinen Bleiglanzen und Blenden steht vor dem Abschluß. — 2. *Schroll, E.* (1953), Mitteilungen d. Österr. Mineralog. Ges. Sonderheft 2. — 3. *Haberlandt, H.* (1947), Monatshefte f. Chemie, Wien, 77, 293. — 4. *Haberlandt, H.* (1948), Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. *3/1*, 134. — 5. *Goldschmidt, V. M.* (1924), Videnskaps, Skrift. I. Math.-naturw. Kl. Kristiania, No. 4, 36. Der betreffende klassische Satz lautet: „Mengenverhältnisse solcher Bestandteile, sozusagen *geochemischer Leitelemente*, dürften bald eines der wichtigsten Hilfsmittel werden, um die näheren Verwandtschaftsbeziehungen magmatischer Gesteine exakt festzustellen, wobei ich unter Mengenbestimmungen nicht nur die Bestimmungen der Totalmengen im Gestein verstehe, sondern auch Bestimmungen über die quantitative Verteilungsweise des betreffenden Leitelementes zwischen die verschiedenen Minerale des Gesteines." — 6. *Hegemann, F.* (1948), Artikel: Geochemie im „Fiat Review of German Science 1939 bis 1946". Wiesbaden. — 7. *Graton, L.,* and *G. A. Harcourt* (1935), Econ. Geol. *30*, 800. — 8. *Borovik, S. A.,* und *N. M. Prokopenko* (1938), Bull. Acad. Sci. URSS. Math.-nat. Geol. Ser. No. 2, 341. *Borovik, S. A., N. J. Vlodavetz* und *N. M. Prokopenko* (1938), Bull. Acad. Sci. URSS. Math.-nat. Geol. Ser. No. 2, 335. — 9. *Stoiber, R. E.* (1940), Econ. Geol. *35*, 501. — 10. *Oftedal, I.* (1940), Norsk. Skrift Akad. Oslo I. Math.-naturw. Kl. Nr. 8, 1. — 11. *Gabrielson, O.* (1945), Sver. Geol. Undersökn. C. Arsbok, Stockholm, 39, Vol. 1. — 12. *Anderson, J. S.* (1953), Geochim. Cosmochim. Act. London, Vol. 4, 225. — 13. *Morris, D. F. C.,* and *F. M. Brewer* (1954), Geochim. Cosmochim. Act. Vol. 5, 134. — 14. Siehe vor allem: *Ahrens, L. H.* (1950), Spectrochemical Analysis. Cambridge, Massachusetts. — 15. *Haberlandt, H.* (1951), Microchim. Act. *36/37*, 1075. — 16. *Rankama, K.* (1948), Fenn. A. III. (Helsinki). Annal. Scient. *Derselbe* (1944), On the Geochemistry of Tantalum. Dissertatio. Helsinki. — 17. *Fleischer, W., K. J. Murata, J. D.*

Fletcher and *P. F. Narten* (1952), Geol. Survey Circular Nr. 225, Washington. — 18. *Haberlandt, H.* (1952), Fortschr. d. Mineralogie *31*, 76. — 19. *Haas, H.* (1953), Radex Rundschau, H. 7/8, 459. Vergl. auch: *Meixner, H.*, Ebenda, 468. — 20. *Noll, W.* (1949), Heidelberger Beitr. z. Mineralogie, *1*, 593. — 21. *Borovik, S. A.*, and *J. D. Gotman* (1939), Bull. Acad. Sci. USSR. Math.-naturw. Ser. *23* Nr. 4, 351. — 22. *Leutwein, F.* (1951), Freiberger Forschungshefte. Nr. 8, 8. — 23. *Rost, F. (1939)*, Z. f. angew. Min. *2* H. 1, 1. Vergl. dazu auch *Hegemann, Fr.* (1943), Z. f. angew. Min. *4*, 121. — 24. *Hegemann, Fr.* (1948), Fortschr. d. Mineralogie *27*, 45. — 25. *Haberlandt, H.* (1949), Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl. Abt. I. *158*, 609. Vergl. dazu auch: Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Wien, II a, *144*, 135. *Derselbe, B. Karlik*, und *K. Przibram* (1935). — 26. *Schneiderhöhn, H.* (1952), N. Jb. f. Min. Monatshefte *2/3*, 47. *Derselbe* (1953), N. Jb. f. Min. Monatshefte *9/10*, 223. Vergl. dazu auch: *Leitmeier, H.* (1953), Kober-Festschrift. Wien, 228. — 27. *Haberlandt, H.*, und *A. Schiener* (1951), Tscherm. Min. u. petr. Mitt. III. Folge, *2*, 257. — 28. *Haberlandt, H.* (1941), Chem. d. Erde, *14*, 107. — 29. *Matveyeff, C.* (1932), N. Jb. f. Min. Beil.-Bd. *65*, 233. — 30. *Murata, K. J.*, *H. J. Rose* and *M. K. Carron* (1953), Geochim. Cosmochim. Act. Vol. *4*, 292. — 31. *Leitmeier, H.* (1949), Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. *3/1*, 390. — 32. *Königsberger, J.* (1942), Schweizer Mineral. u. Petr. Mitt. *22*, 85. — 33. *Clar, E.* (1945), Verh. d. Geolog. Bund. Anst. Wien, *29*. Derselbe (1953), *42*, 107. — *34. Ahrens, L. H.* (1945), Trans. of the Geol. Soc. of S. Africa Vol. *48* 207. Ferner unter zahlreichen anderen einschlägigen Arbeiten (1950), Americ. Mineralog. *35*, 571. — 35. *Oftedal, I.* (1943), Norsk. geologisk. tidsskr. Oslo, *23*, 202. — 36. *Nockolds, S. R.*, and *R. L. Mitchell* (1948), Trans. Royal Soc. *61*, 535. — 37. *Wager, L. R.*, and *R. L. Mitchell* (1951), Geochim. et Cosmochim. Acta *1*, 129. — 38. *Wedepohl, K. H.* (1953), Geochim. et Cosmochim. Acta. Vol. *3*, 93. — 39. *Becke, F.* (1912), Denkschriften d. Akad. d. Wissensch. Wien, Math.-naturw. Kl. — 40. *Angel, F.*, und *R. Staber* (1937), Tscherm. Min. u. petr. Mitt. *49*. — 41. *Exner, Chr.* (1953), Radex Rundschau, Radenthein, H. *7/8*, 417. — 42. *Köhler, A.* (1951), Erdöl-Zeitung, Nr. 5, 56. — 43. *Rankama, K.* (1946), Bull. Com. Géol. Finl. (Helsinki) No. 137. — 44. *Goldschmidt. V. M.* (1921), Vidensk. Selskapet. Skrift. Math.-naturw. Kl. Kristiania (Oslo), Nr. 10. — 45. *Higazy, R. A.* (1952), Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 2, 170. — 46. *Landergren, St.* (1948), Serv. Geol. Undersökn. Stockholm, Ser. C, No. 496.

Anmerkung bei der Korrektur

Zu Anmerkung 1 (S. 110): In letzter Zeit wurde der Ausdruck „Mikroparagenese" von *H. Meixner* (Referat Zentralbl. II (1953), 2/3, 262) einer ablehnenden Kritik unterzogen. Er meint, daß man den Ausdruck „Mikroparagenese" nur in der Bedeutung Mikromineralparagenese im Hinblick auf den Begriff Mineralparagenese verwenden sollte. Demgegenüber ist festzustellen, daß der Ausdruck „Mikroparagenese" als übergeordneter Begriff gelten soll, der sowohl die Spurenelemente, die von Einschlußmineralen herrühren, als auch die Spurenelemente, die als kristallchemische Bausteine des Wirtsgitters aufzufassen sind, beinhaltet. Man könnte höchstens ergänzend schreiben: „Mikro-Elementparagenese".

Zur Literatur: Ad. 6. Von Herrn Prof. *F. Hegemann* (München) wurde uns mitgeteilt, daß von ihm und *F. Albrecht* eine umfangreiche Arbeit: „Zur Geochemie oxydischer Eisenerze" mit über 800 Analysen von Spurenelementen in der Zeitschrift Chemie der Erde, Jena, im Druck ist. In dieser Arbeit wird hauptsächlich die Bedeutung der Streubereiche (Konzentrationsbereiche) von Spurenelement-Gehalten in Magnetiten verschiedener Lagerstätten hervorgehoben. — Ad. 13. Vergl. auch *Kutina, J.* (1950), Bull. Int. Acad. Tschech. Scienc. 20. Ferner: *Morinagu, K.* (1952), Bull. Nagoya Inst. Technol. *4* 228 (Japan). — Ad 26. Vergl. auch: *Andreatta, C.*, (1953), N. Jb. f. Min. Mh. 5/6, 131. Ferner: *Petraschek, W. E.* (1952), Berg- u. Hüttenm. Mh. *97*, *108*.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Zur Kristallstruktur des Strontiumhydroxyd-Oktohydrat, $Sr(OH)_2 . 8H_2O$.

Von

A. Preisinger.

Mit 3 Textabbildungen.

(Eingelangt am 21. April 1954.)

Einleitung.

Es ist bedauerlich, daß *H. G. Smith* in seiner Arbeit über das $Sr(OH)_2 . 8\,H_2O$ in Acta Crystallographica vom Juli 1953 die kurze Mitteilung über die Struktur derselben Verbindung von *A. Grund* und *A. Preisinger* (1951), die später von *A. Preisinger* (1952) erweitert wurde, übersehen hat. Es ist erfreulich, daß die 1951 und 1952 gemachte Strukturannahme in ihrem prinzipiellen Aufbau vollständig mit der von *H. G. Smith* (1953) übereinstimmt. Da sich eine kleine Verschiedenheit in den Parametern und eine scheinbare Verschiedenheit in der Raumgruppe ergibt, möchte ich hierzu Stellung nehmen und die Parameterverschiedenheiten zur Diskussion stellen.

Geschichtliches.

Ein Strukturvorschlag für $Sr(OH)_2 . 8\,H_2O$ wurde das erste Mal von *G. Natta* (1928) gemacht. Er fand: $a = 6{\cdot}41$ Å, $c = 5{\cdot}80$ Å, $Z = 1$ und als Raumgruppe $D_{4h}^1 - P\,4/mmm$. Jedes Sr wäre nach ihm von $8\,H_2O$ in Würfelform umgeben.

D. P. Mellor (1939) stellte die Elementarzelle mit $a = 8{\cdot}97$ Å, $c = 11{\cdot}55$ Å, $Z = 4$ neu fest und fand als Raumgruppe $D_{4h}^2 - P\,4/mcc$. Eine Parameterbestimmung wurde nicht durchgeführt.

A. Grund und *A. Preisinger* (1951) bestätigten die Angaben von *D. P. Mellor* bezüglich der Elementarzelle, nahmen aber für die Strukturbestimmung die Raumgruppe $C_{4v}^5 - P\,4cc$ an. Jedes Sr wäre danach von $8\,H_2O$ in Antiprismenform, jedes OH von $4\,H_2O$ planar umgeben. Als Strukturformel resultierte eine der Morphologie und Spaltbarkeit des Kristalles entsprechende Schichtgitterformel $^2_\infty (OH)_2[Sr(H_2O)_8]$.

A. Preisinger (1952) verbesserte die Parameter der Annahme von *A. Grund* und *A. Preisinger*.

H. G. Smith (1953) bestimmte ebenfalls die Struktur und fand: $a = 9{\cdot}00 \pm 0{\cdot}01$ Å, $c = 11{\cdot}58 \pm 0{\cdot}01$ Å, $Z = 4$ und als Raumgruppe D_{4h}^{8} — P 4/ncc. Der grundsätzliche Strukturaufbau ist der gleiche wie bei den vorher angeführten Autoren, nur sind in den Parametern kleine Verschiedenheiten. Auf die ausgeprägte Schichtstruktur wurde jedoch nicht hingewiesen.

Eigenschaften und experimentelle Daten.

$Sr(OH)_2 . 8\,H_2O$ kristallisiert in tetragonalen Blättchen, zuweilen in prismatischen Kristallen. Die Spaltbarkeit senkrecht zur c-Achse ist sehr gut. Die Doppelbrechung ist negativ. *Eppler* (1899) bestimmte die Brechungsexponenten, und zwar für Na-Licht: $n_\omega = 1{\cdot}4991$, $n_\varepsilon = 1{\cdot}4758$, für Li-Licht $n_\omega = 1{\cdot}5002$, $n_\varepsilon = 1{\cdot}4723$.

Es wurden Pulveraufnahmen mit Cr-Strahlung sowie Drehkristallaufnahmen um [110] und [001] mit Cr- und Cu-Strahlung gemacht. Die Intensitäten wurden zum Teil photometriert, zum Teil visuell geschätzt. *H. G. Smith* hat auch Weißenberg- und Precessionaufnahmen benützt. Solche Aufnahmen konnten zu der damaligen Zeit im Mineralogischen Institut der Universität Wien nicht gemacht werden.

Einheitszelle und Raumgruppe.

Die unbedeutende Differenz der Gitterkonstantenangaben von *D. P. Mellor* und *H. G. Smith* ergibt sich dadurch, daß die Angabe von *D. P. Mellor* sich auf ein $\lambda_{Cu} = 1{\cdot}539$ Å und von *H. G. Smith* auf ein $\lambda_{Cu} = 1{\cdot}542$ Å bezieht.

Die Raumgruppe D_{4h}^{2} — P 4/mcc war aus strukturellen Gründen, wegen der Lage der H-Atome in bezug auf die Hauptsymmetrieebene, nicht möglich. Wir hatten deshalb die niedrigere Raumgruppe C_{4v}^{5} — P 4cc zur Strukturrechnung gewählt. Da die Reflexe hk0 für $h + k = 2n$ auf den Drehkristallaufnahmen nicht beobachtet werden konnten, wurden die Parameter zweier verschiedener H_2O bzw. OH so gewählt, daß sich für $F = 0$ ergab.

Es läßt sich nun zeigen, daß man durch eine einfache Transformation der Punktlagen auf die Raumgruppe D_{4h}^{8} — P4/ncc kommt. In der Raumgruppe C_{4v}^{5} — P 4cc lautet die allgemeine Punktlage Int. Tabellen, 1935):

8:(d) $x\,y\,z$; $\bar{x}\,\bar{y}\,z$[1]; $\bar{x}\,y\,{}^1/_2 + z$; $x\,\bar{y}\,{}^1/_2 + z$;
$y\,x\,z$; $y\,x\,z$; $y\,x\,{}^1/_2 + z$; $y\,x\,{}^1/_2 + z$.

[1] In der kurzen Mitteilung (1951) versehentlich $\bar{x}\,\bar{y}\,\bar{z}$!

Wird nun zu dieser Punktlage 8 (d) für ein gleiches Atom eine weitere Punktlage 8 (d) so gewählt, daß an Stelle von xyz $^1/_2$—x $^1/_2$—y $^1/_2$—z kommt, wie dies bei der Strukturannahme von *A. Grund*

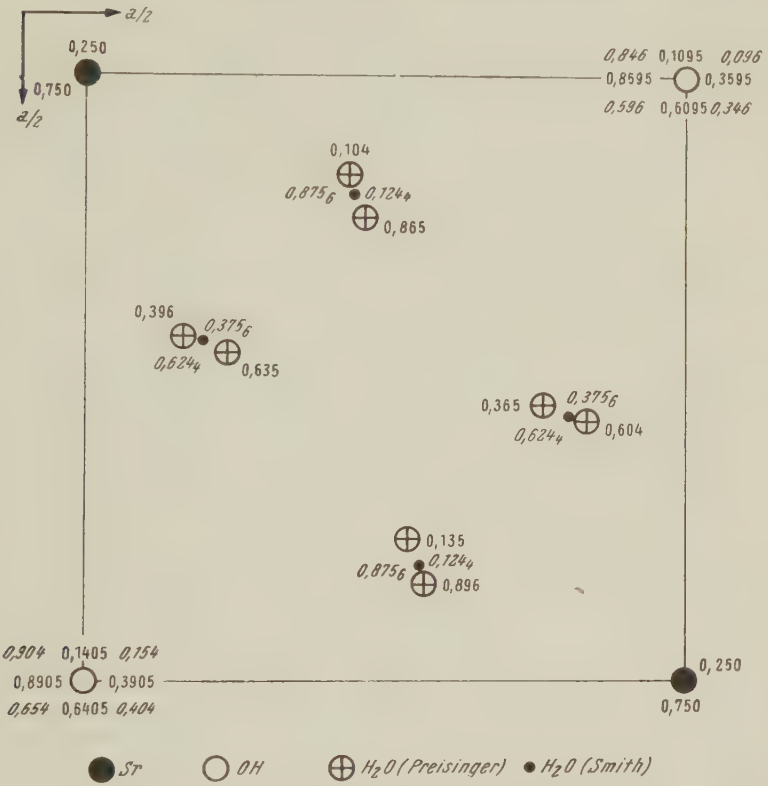


Abb. 1. Projektion von $Sr(OH)_2 . 8H_2O$ auf die Fläche 001. Höhen in Bruchteilen von c; Steilschrift (Preisinger), Schrägschrift (Smith).

und *A. Preisinger* geschehen ist, so führt die Transformation dieser beiden Punktlagen mit x, y + $^1/_2$ und z + $^1/_4$ zu der allgemeinen Punktlage der Raumgruppe D^8_{4h} — P 4/ncc; nämlich zu

16:(g) x y z; $\bar{x}$ y $^1/_2$ + z: $^1/_2$ + x $^1/_2$ + y $\bar{z}$; $^1/_2$ − x $^1/_2$ + y $^1/_2$ − z;
$\bar{x}$ y z; x y $^1/_2$ + z; $^1/_2$ − x $^1/_2$ − y $\bar{z}$; $^1/_2$ + x $^1/_2$ − y $^1/_2$ − z;
$\bar{y}$ x $\bar{z}$: y x $^1/_2$ − z: $^1/_2$ − y $^1/_2$ + x z; $^1/_2$ − y $^1/_2$ − x $^1/_2$ + z;
y $\bar{x}$ $\bar{z}$; $\bar{y}$ $\bar{x}$ $^1/_2$ − z; $^1/_2$ + y $^1/_2$ − x z; $^1/_2$ + y $^1/_2$ + x $^1/_2$ + z.

Strukturelle Daten.

Die in der Arbeit von *A. Preisinger* (1952) angegebenen Parameter wurden auf die oben angegebene Weise transformiert. Einen

Vergleich mit den Parametern von *H. G. Smith* zeigt die folgende Tabelle.

A. Preisinger					H. G. Smith				
		x	y	z			x	y	z
Sr	4a)	0·000	0·000	0·250	Sr	4a)	0·000	0·000	0·250
OH	4c)	0·000	0·500	0·1095	OH	4c)	0·000	0·500	0·096
OH	4c)	0·000	0·500	0·3595	OH	4c)	0·000	0·500	0·346
H_2O	16g)	0·081	0·217	0·104	H_2O	16g)	0·096	0·219	0·1244
H_2O	16g)	0·118	0·230	0·865	H_2O	16g)	0·096	0·219	0·8756

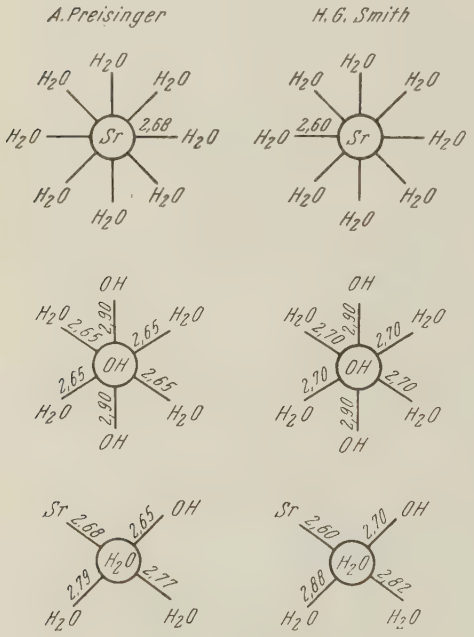


Abb. 2. Abstände in Å.

Die Parameterunterschiede sind auch in der Projektion auf die Fläche 001 eingezeichnet (Abb. 1).

Die aus diesen Parametern resultierenden Abstände, auf a = 9·00 Å und c = 11·58 Å bezogen, sind in Abb. 2 dargestellt.

Diskussion der Struktur.

Die Strukturannahmen sind in ihrem Aufbau vollständig identisch. Das Sr ist von 8 H_2O-Molekülen in Form eines archimedischen Antiprismas umgeben. Der Abstand Sr—H_2O beträgt nach *A. Preisinger* 2·68 Å, nach *H. G. Smith* 2·60 Å. Als Abstände in anderen Sr-Verbindungen wurden gefunden: 2·62—2·80 Å im $SrCl_2 . 6 H_2O$ (*A. T. Jensen*, 1940), 2·71 bis 2·83 Å im $SrCl_2 . 2 H_2O$ (*A. T. Jensen*, 1943) und 2·69—3·01 Å im $SrNi(CN)_4 . 5 H_2O$ (*H. Lambot*, 1943). Jedes OH ist oktaedrisch von 4 H_2O-Molekülen und 2 OH-Gruppen umgeben. Die 4 H_2O-Moleküle sind um das OH planar angeordnet. Der Abstand OH—H_2O beträgt nach *A. Preisinger* 2·65 Å, nach *H. G. Smith* 2·70 Å. Im $LiOH . H_2O$ wurde ein Abstand von 2·68 Å gefunden (*R. Pepinsky*, 1939). Der OH—OH-Abstand beträgt bei beiden 2·90 Å.

Ein H_2O-Molekül kann maximal 4 nächste Nachbarn besitzen. Die Aufteilung bei dieser Struktur ergibt 1 Sr, 1 OH und 2 H_2O-Moleküle. Der $H_2O - H_2O$-Abstand beträgt in der c-Richtung nach *A. Preisinger* 2·79 Å, nach H. G. Smith 2·88 Å, in der hk0-Ebene 2·77 Å bzw. nach *H. G. Smith* 2·82 Å. Die ausgeprägten $(OH)_2\,Sr(H_2O)_8$-Schichten werden in der c-Richtung also nur durch die OH—OH-Bindung (2·90 Å) und die $H_2O - H_2O$-Bindung (2·79 Å bzw. 2·88 Å) zusammengehalten.

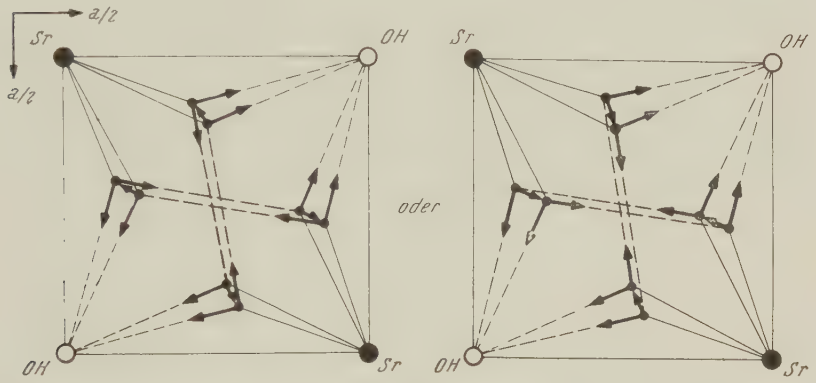


Abb. 3 Lage der H-Atome im H_2O-Molekül durch Pfeilspitzen gekennzeichnet. Für den Realkristall ist eine statistische Verteilung sehr wahrscheinlich.

H. C. Smith führt in seiner Arbeit eine U-Rotbestimmung der O—H . . . O-Banden an. Die Banden liegen nach dieser Bestimmung im Bereich von 3300 cm $^{-1}$. Diese Angabe würde nach dem Diagramm von *R. E. Rundle* und *M. Parasol* (1952) einem Abstand von 2·74 Å entsprechen.

Die Lage der H-Atome eines H_2O-Moleküls kann demnach nur so sein, daß ein H-Atom in der hk0-Ebene in Richtung zum OH, das andere H-Atom in der c-Richtung zum H_2O der darüber- oder darunterliegenden $(OH)_2[Sr(H_2O)_8]$-Schicht oder in der hkO-Ebene zu einem H_2O-Molekül der benachbarten $[Sr(H_2O)_8]$-Gruppe liegt. (Abb. 3).

Schlußbetrachtung.

H. G. Smith führte in seiner Strukturrechnung ein Refinement durch. Dieses kann meines Erachtens nicht als voll stichhältig gelten, da 1. die Intensität auf einer Weißenbergaufnahme von einem Schichtkristall stark vom geometrischen Absorptionsfaktor abhängig ist und 2. in die berechneten F-Werte die Streukurve eines H_2O-

Moleküls eingehen müßte und diese infolge der Nichtzentrosymmetrie des H_2O-Moleküls schwer anzunehmen ist.

Aus Röntgendaten allein ist in diesem Fall meines Erachtens eine genaue Entscheidung der H-Brückenabstände nicht möglich. Ich würde zur Klärung eine Kombination mit U-Rot- oder Ramanspektren an orientierten Kristallen vorschlagen.

Literatur.

Eppler, A. (1899), Z. Krist. *30,* 127. — *Grund, A.,* und *A. Preisinger* (1951), Anz. Akad. Wiss. Wien, *88,* 41. — Internat. Tabellen (1935), Berlin, Bornträger. — *Jensen, A. T.* (1940), Kgl. D. Vid. Selsk. mat. fys. Medd. *17,* Nr. 9. — *Jensen, A. T.* (1943), Kgl. D. Vid. Selsk. mat. fys. Medd. *20,* Nr. 5. — *Lambot, H.* (1943), Bull. Soc. Roy. Sc. Liege, Nr. 6—7, 24. — *Mellor, D. P.* (1939), Z. Krist. *100,* 441. — *Natta, G.* (1928), Gazz. chim. Ital. *58,* 87. — *Pepinsky, R.* (1939), Z. Krist. *102,* 119. — *Preisinger, A.* (1952), Dissertation, Wien. — *Preisinger, A.* (1952), Mineralogentagung in Florenz (Vortrag). — *Rundle, R. E.,* und *M. Parasol* (1952), J. Chem. Phys. *20,* 1487. — *Smith, H. G.* (1953), Acta Crist. *6,* 604.

Über die Lokalisierung von Wismut in Gesteinen mit Kernemulsionsplatten.

Von

M. Debeauvais* **F. G. Houtermans**

(Physikalisches Institut der Universität Bern),

E. Jäger

(Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern),

W. Buser

(Anorganisch-chemisches Institut der Universität Bern).

Mit 4 Textabbildungen.

(Eingelangt am 24. Mai 1954.)

Zusammenfassung.

Die Methode der Lokalisierung von Bi in Gesteinen mittels der α-Strahlung von künstlichem Po, das durch die Reaktion Bi^{209} (n, γ) RaE $\xrightarrow{\beta}$ RaF durch Bestrahlung mit thermischen Neutronen in einem Uranpile erzeugt wird, wurde an einem Gesteinsschliff experimentell geprüft. Die Empfindlichkeit dieser Methode für den Nachweis von Bi wird diskutiert und liegt in der Größenordnung der besten bisher bekannten analytischen Methoden. Sie ist in der Größenordnung von 10^{-8} gr Bi/gr. Gestein.

Einleitung.

Von verschiedenen Autoren ist die photographische Kernemulsionsplatte zur Lokalisierung von Uran, Thorium und Radium in Gesteinen verwendet worden, wobei die natürliche α-Strahlung dieser Elemente zum Nachweis benutzt wurde. *Picciotto* (Lit. 1) gelang es darüber hinaus, durch Neutronenbestrahlung Lithium in Gesteinen zu lokalisieren. Dabei ist es nötig, wie auch beim Urannachweis durch Kernspaltung (Lit. 2), die Emulsion schon bei der Neutronenbestrahlung an die Gesteinsprobe heranzubringen. Dieses Verfahren bedingt eine starke Schwärzung der Emulsion durch γ- und β-Aktivitäten, wodurch grundsätzlich die Stärke der Neutronenbestrahlung begrenzt und damit eine untere Grenze für die Nachweismöglichkeit auf diesem Wege gegeben wird. Diese genannte Schwierigkeit entfällt bei der Lokalisierung von Wismut durch Ausnutzung

* Zur Zeit als Gast vom Physikalischen Institut der Universität Straßburg.

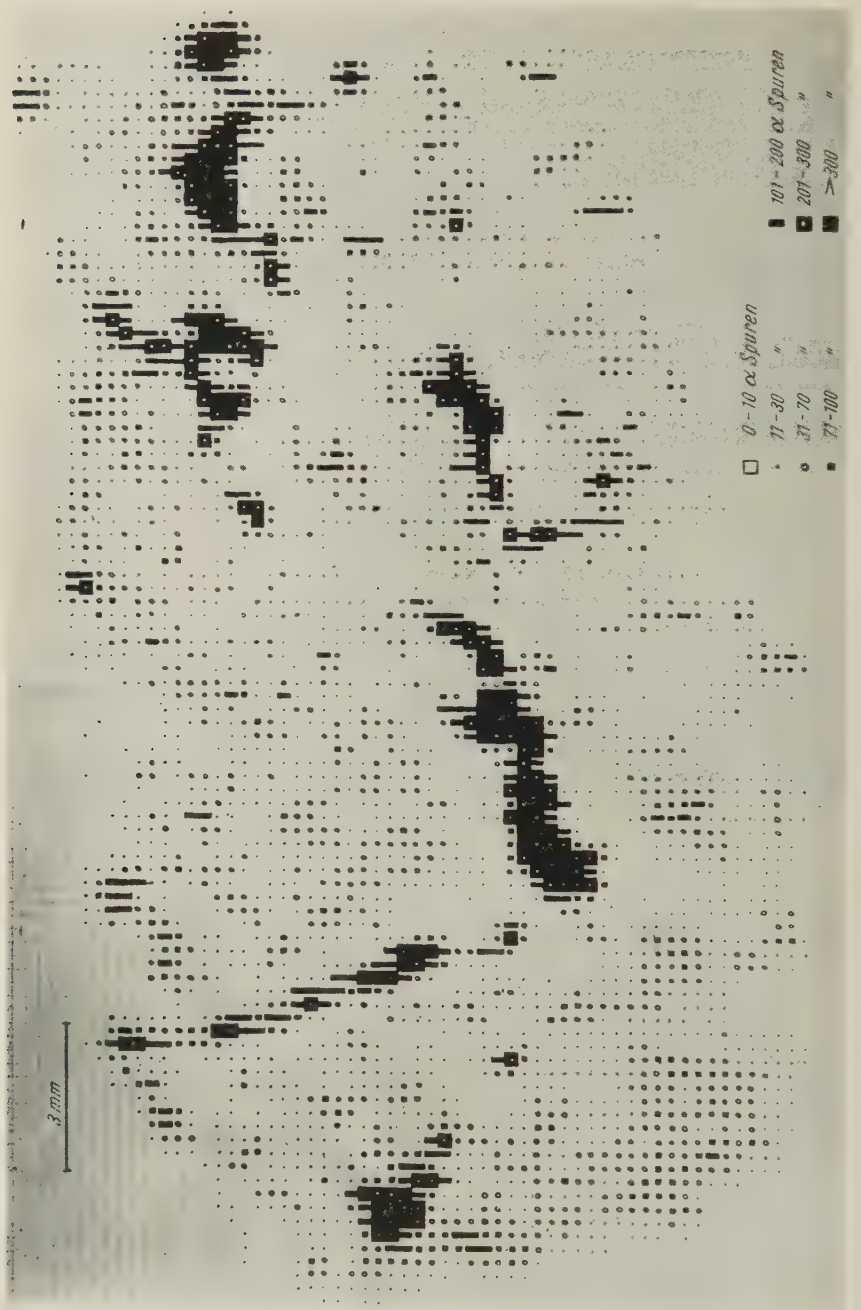


Abb. 1.

Abb. 2.

des Prozesses $Bi^{209}(n\gamma)$ RaE, da das RaF, dessen α-Strahlung zur Lokalisierung nachgewiesen wird, eine Halbwertszeit von 140 Tagen hat und somit die Emulsion genügend lange nach Abschluß der Neutronenbestrahlung auf die Gesteinsprobe gebracht werden kann.

Beschreibung des Experiments.

Um die hier vorgeschlagene Methode experimentell zu erproben, wurde ein ungedeckter, polierter Dünnschliff eines Erzganges von Joachimstal verwendet, der neben gediegenem Wismut ein Cobalt- und Nickel-Arsenid eingebettet in Quarz enthält.

1. Zunächst wurde auf den unbestrahlten Dünnschliff eine Emulsion gegossen und die natürliche α-Aktivität nach drei Wochen Exposition bestimmt. Es zeigt sich, daß diese natürliche α-Aktivität neben der später durch Neutronenbestrahlung gewonnenen RaF-Aktivität völlig zu vernachlässigen ist.

2. Daraufhin wurde der Dünnschliff am Pile von Harwell zehn Tage lang einem Neutronenflux von $8 \cdot 10^{11}$ Neutronen/cm²/sec. ausgesetzt. Nach der Neutronenbestrahlung wurde das Abklingen der β-Aktivität mit einem Auslösezählrohr verfolgt und dabei eine Abfallkurve beobachtet, die von den β-Strahlungen der Glasunterlage, verschiedener Gesteinskomponenten und vom RaE herrühren und nicht näher analysiert wurden. In künftigen Fällen empfiehlt es sich, Quarzglas als Objektträger zu verwenden.

3. Etwa 50 Tage nach dem Ende der Bestrahlung wurden Kernemulsionsplatten vom Typ Ilford C_2 (100 μ Emulsionsdicke) mit Expositionszeiten von 10 Sekunden bis 30 Minuten auf den Dünnschliff gelegt. Schon bei 10 Sekunden Belichtung zeichneten sich die Wismuteinschlüsse durch α-Spuren deutlich ab, so daß man die natürliche α-Aktivität einiger mikroskopischer aktiver Einschlüsse völlig vernachlässigen konnte. Es zeigte sich, daß die Platte mit der Expositionszeit von 10 Minuten für die Zählung die günstigste α-Teilchen-Dichte aufwies. Auf dieser Platte wurde eine vollständige Zählung der α-Teilchen vorgenommen. Das Ergebnis ist in Abb. 1 aufgetragen. Da es wegen der Anwesenheit eines zweiten Erzes (Nickel-Cobalt-Arsenid) nicht möglich war, mit einer Mikrophotographie die Lage des Wismuts allein zu erhalten, wurde nach dem erzmikroskopischen Bild die Verteilung des Wismuts im ungedeckten Dünnschliff gezeichnet. In Abb. 2 sind alle Stellen schwarz gezeichnet, an denen gediegenes Wismut gefunden wurde. Aus einem Vergleich zwischen Abb. 1 und 2 erkennt man sofort, daß die wismuthaltigen Gebiete des Dünnschliffes mit den Stellen hoher α-Aktivität in der Photoplatte übereinstimmen.

4. Daß es sich bei der α-Aktivität um reine Polonium-Strahlung handelt, wurde mit zwei verschiedenen Methoden nachgewiesen.

a) Aus einem begrenzten Gebiet wurde eine Längenstatistik aller flachen Spuren aufgestellt, die weniger als 2 μ tief in die Platte eindringen, vgl. Abb. 3. Man erkennt, daß es sich um Spuren einheitlicher Länge handeln muß, insbesondere, daß keine Spuren (weniger als 2%) gefunden wurden, die eindeutig länger sind als die Polonium-Reichweite. Als mittlere Länge dieser „flachen" Spuren ergibt sich 20·5 μ. Daß der Wert niedriger ist als die Reichweite der Poloniumstrahlung (R = 22·6 μ), erklärt sich daraus, daß die Teilchen nicht aus einer unendlich dünnen Schicht kommen und deshalb auch für diese ganz flachen Spuren schon ein Teil der Energie vor dem Eintritt in die Platte verlorengeht (Abb. 3).

Abb. 3.

b) Eine genauere Identifizierung des α-Strahlers ist nach der Methode der Statistik der Restreichweiteprojektionen (Lit. 3) möglich. (Restreichweite = Reichweite in der Photoplatte). Dazu wurden aus einem bestimmten Gebiet die Zahl N (r_0) aller Spuren vermittelt, deren Restreichweiteprojektion r größer als eine vorgegebene Länge r_0 ist (Tab. 1). N (0) läßt sich experimentell nicht gut bestimmen. Deshalb wurde, um einen ungefähren Wert für die Reichweite R zu ermitteln, zunächst näherungsweise N (1 μ) = N (0) gesetzt. Es ergibt sich so R = 24 μ. Mit diesem Wert kann aus der theoretischen Restreichweitenverteilung N (0) aus N (1 μ) mit genügender Genauigkeit berechnet werden. Die theoretische Restreichweitenverteilung (Lit. 3, Abb. 2, Tab. 1) gibt für jedes K (X_0) (Tab. 1) das zugehörige X_0 und führt auf ein Diagramm (Abb. 4), in dem r_0 gegen

$X_0 = \frac{r_0}{R}$ aufgetragen ist. Man erkennt, daß die in der Photoplatte gemessene Restreichweitenverteilung innerhalb der Fehlergrenzen eine Gerade ergibt, die den Nullpunkt schneidet und aus der man bei der Ordinate $X_0 = 1$ $R = 22{\cdot}6\ \mu$ abliest.

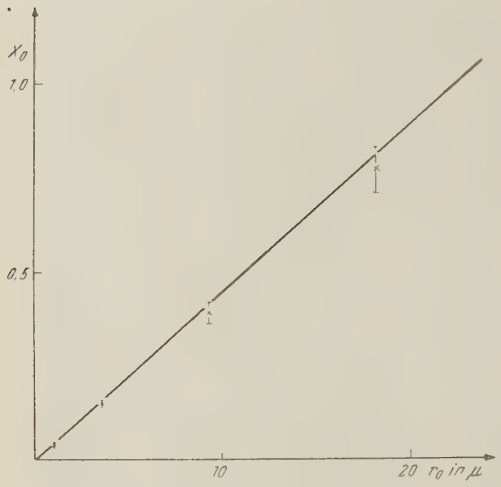


Abb. 4.

Durch dieses Ergebnis ist sichergestellt, daß die beobachtete α-Aktivität im wesentlichen vom RaF herrührt.

Für den ersten Versuch einer Wismutlokalisierung war ein Erz benützt worden, in dem elementares Wismut als solches erkennbar war, um so einen Beweis für die Anwendbarkeit der Methode zu erhalten. Im folgenden soll nun untersucht werden, inwieweit diese Methode verwendet werden kann, um Wismut in solchen Konzentrationen zu lokalisieren, wie sie in normalen Gesteinen vorkommen.

Tabelle 1.

r_0	$< 1\ \mu$	$< 3{\cdot}6\ \mu$	$< 9{\cdot}3\ \mu$	$< 18{,}2\ \mu$
$N(r_0)$	333	253	127	19
$\frac{N(r_0)}{N(1\mu)}$	1	0·76	0·38	0.057
$\frac{N(r_0)}{N(0)} = K(X_0)$	0·958	0·73	0·366	0.055
X_0	$0{\cdot}04 \pm 0\,005$	$0{\cdot}15 \pm 0{\cdot}01$	$0{\cdot}39 \pm 0{\cdot}03$	$0\,77 \pm 0.06$

Dabei ist vor allem die Frage zu klären, ob nicht die das Wismut anzeigende Po^{210}-Aktivität durch die natürliche α-Aktivität des Th und U überdeckt wird. Einer Überschlagungsrechnung werden folgende Zahlenwerte zugrunde gelegt:

c = Konzentration des Wismut im Gestein $= 2.10^{-7}$ gr Bi/gr Gestein (Lit. 4).

F = Neutronenflux = 10^{13} Neutronen/cm^2/sec.

σ = Aktivitätsquerschnitt des Bi^{209} für die Bildung von Bi^{210} für thermische Neutronen = $1{\cdot}9\ 10^{-26}$ cm (Lit. 5).

T = Halbwertszeit des Po^{210} = 140 Tage.

ϱ = Dichte des Gesteins = 2·6 g/cm^3.

R = Reichweite der Po^{210}-α-Strahlung im Gestein = 40 μ.

N = Loschmidt-Zahl = $6{\cdot}02.10^{23}$.

M = Atomgewicht von Wismut = 209.

Mit diesen Werten ergibt sich als Anzahl der α-Spuren des Po in der Photoplatte

$$N = \frac{N.F.\sigma.\varrho.T.R}{16\ cm^3\ M} = 1{\cdot}2\ 10^6\ \alpha/cm^2$$

Nimmt man an, daß dasselbe Gestein 4.10^{-6} gr. U/gr. Gestein enthält (vgl. Lit. 4, S. 632), so ergibt sich bei der Expositionsdauer von 140 Tagen für die Zahl der α-Spuren in der Emulsion, die vom Uran und seinen Folgeprodukten ausgehen, $1{\cdot}3\ 10^4$ α/cm^2.

Aus dem Vergleich dieser beiden Zahlen ersieht man, daß eine Lokalisierung von Wismut in Gesteinen in den meisten Fällen möglich sein wird, da die Po-Aktivität sowohl absolut als auch relativ zum Uran genügend groß ist. Besonders, wenn der Gesteinsschliff, in dem das Wismut lokalisiert werden soll, vor der Neutronenbestrahlung auf eine „Nullplatte" gelegt wird, sollte es einwandfrei möglich sein, den durch die natürliche α-Aktivität gegebenen Nulleffekt zu berücksichtigen. Zu beachten ist, daß in der obigen Rechnung eine homogene Verteilung des Wismut im Gestein angenommen wurde, so daß die Verhältnisse für die Nachweisbarkeit von Wismut sehr viel günstiger liegen, wenn dieses wie andere schwere Elemente in gewissen akzessorischen Mineralanteilen konzentriert ist. Diese Berechnung zeigt überdies, daß die hier beschriebene photographische Methode zu den empfindlichsten Nachweismethoden für Wismut überhaupt gezählt werden kann. Sie eignet sich daher auch als chemisch analytischer Nachweis von Wismut, zumal sie sich leicht als mikroanalytische Methode entwickeln läßt.

Herrn Prof. *Correns*, Göttingen, danken wir für die freundliche Überlassung der Mineralprobe, Herrn Prof. *Huttenlocher*, Bern, für die Möglichkeit der Anfertigung der Dünnschliffe und der Equipe des Harwell pile für die Dünnschliffexposition an dem pile sowie den Herren Dr. *Geiss* und Dr. *Picciotto* für anregende Diskussionen.

Der Schweizerischen Kommission für Atomenergie danken wir für die Bereitstellung eines Teils der Mittel für die Durchführung dieser Arbeit.

Die eine von uns *(M. D.)* dankt der Erziehungsdirektion des Kantons Bern für die Gewährung eines Austauschstipendiums für Arbeiten an der Universität Bern.

Literatur.

1. *Picciotto, E.,* und *M. Van Styvendael,* C. R. Ac. Sciences de Paris, t. 232 (1951), S. 855. — 2. *Curie, J.,* und *H. Faraggi,* C. R. Ac. Sciences de Paris, t. 232 (1951), S. 959. — 3. *Buttlar, H. von,* und *F. G. Houtermans,* Geochimica Acta, Vol. 2 (1951), S. 43—61. — 4. *Rankama, K.,* und *Th. G. Sahama,* Geochemistry (University of Chicago Press), S. 738. — 5. *Hughes, D. H.,* und *H. Palevsky,* Phys. Review, Vol. 92, No. 5 (1953), S. 1206.

Literatur: Neue Bücher.

Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Von *F. Angel* und *R. Staber* †. (Wissenschaftliche Alpenvereinshefte. Gemeinsam herausgegeben von den Hauptausschüssen des Deutschen und des Österreichischen Alpenvereins. Heft 13.) Mit 4 Abb., 10 Profilblättern und 1 geologischen Karte 1 : 50.000. 112 S. Innsbruck: Universitätsverlag Wagner. 1952. S 98.—.

Für den kleinen Maßstab der Karte und die verhältnismäßig vielen Ausscheidungen, bei denen dunklere Farben stark in den Vordergrund treten, war Streichen und Fallen in dem vom Autor gewünschten reichlichen Ausmaße nicht in die Karte selbst einzutragen. Man griff zum Hilfsmittel, diese Zeichen auf einer eigenen Pause zu bringen, die über die Karte gelegt werden kann, wobei allerdings die Verwendung im Freien etwas behindert ist. In der Abhandlung zur Karte, eine kurzgefaßte Monographie dieser Gruppe, wie sie die beiden Verfasser sehen, die auch auf den vorgebildeten Laien Rücksicht nimmt, fällt eine Mengenschätzung der Hauptgesteinsgruppen auf. Darnach bauen granitische Gesteine und deren Metamorphite 40% und damit ebensoviel wie die Migmatite auf, während 8% auf Metabasite und 12 auf Paragesteine entfallen. Die als Migmatite aufgefaßte Gesteinsgruppe ist damit wohl auffallend groß. Die Beschreibung der einzelnen Gesteine ist knapp, enthält aber alles Wesentliche, wobei Namen wie „Talkite" neu geschaffen wurden. Dankenswert ist eine Zusammenstellung der wichtigsten Mineralfundstätten. In *Angels* eigenstes Fachgebiet führt der zweite Abschnitt, der den Titel trägt: Einblicke in Metamorphose, Altersfragen und Darstellung im Kartenbild. Hier bekennen sich die Verfasser zur modernen Annahme wäßriger Magmen wesentlich granitischer Natur, die unter 500° noch flüssig sein können (nasse Magmen), die aber keinesfalls als Differentiationsprodukte eines basaltoiden oder intermediären Stammagmas angesehen werden können, sondern eher im Sinne von *Escola* und *Backlund* ein Produkt eines Extraktes aus tieferen Stockwerken sein könnten. Im Bereich der Petrogenese können die Verfasser auf eigenen Vorarbeiten aufbauen, schließen sich in ihren weiteren Ausführungen besonders an die neuen, höchst wertvollen Arbeiten von *Chr. Exner* an, gehen aber anscheinend im Ausmaße der angenommenen Magmatik und Migmatik noch über diesen Autor hinaus. Die einschlägige Literatur ist gut ausgewählt, alles Wichtige angemessen berücksichtigt. Nicht nur für den Bergfreund, auch für wissenschaftliche Exkursionen sind die Führungstexte von großem Werte. Die wissenschaftlichen Alpenvereinshefte haben durch diese auch im Bilde schön wirkende Karte und die Abhandlung der beiden Verfasser eine sehr wertvolle Bereicherung erfahren.

H. Leitmeier, Wien.

Die Geschichte der Geologie und des geologischen Weltbildes. Von *C. Ch. Beringer*, VII, 158 S. Stuttgart: F. Enke, 1954. DM 9.60, geb. DM 11.70.

Dieses Buch kann als eine kurzgefaßte Darstellung und Entwicklung des Weltbildes der allgemeinen und der stratigraphischen Geologie einschließlich der Paläontologie von den Anfängen bis auf den heutigen Tag angesehen werden, wobei der naturphilosophische Gedankengang die unverkennbare Leitlinie bildet. Gerade die Schilderung der Anfänge, der klassischen Zeit bis zum Aktualitätsprinzip einerseits und der Deszendenztheorie anderseits sind vortrefflich gelungen. Die Zeitwirkung und die

Nachwirkung von *Lyell, J. D. Dana, Hall* und *E. Suess* auf der Seite der Geologie, von *Lamark, Darwin, Haeckel* und *Zittel* auf dem Gebiete der Paläontologie kommen gut zum Ausdruck. Wenn die Paläontologie und mit ihr die Menschengeschichte und schließlich sogar die Weltgeschichte (Zitat von Ranke, S. 131) mehr Berücksichtigung finden wie die allgemeine Geologie, eine längere Stelle aus *Osw. Spengler* zitiert wird, so kann man sich mit dieser Auffassung des geologischen Weltbildes immerhin abfinden, denn das Buch ist ausdrücklich auch zum Gebrauch für Geisteswissenschaftler geschrieben, denen ja auch die Heranziehung der Philosophie, nicht nur der Erkenntnistheorie entspricht. Keineswegs aber wird sich der moderne Geologe damit abfinden können, daß eine der wichtigsten Grundlagen der Geologie, auf der nicht nur neueste Erkenntnisse beruhen, völlig unbeachtet geblieben ist: die *Petrographie*, während im engen Rahmen des Buches in der Entwicklung der Paläontologie die Darstellung bis zu *R. Richters* Paläopsychologie vorgetrieben ist. Weiters hätte ein so sehr auf naturphilosophischer Grundlage ruhendes Werk die neueren, keineswegs neuesten, Erkenntnisse der Granitbildung, in der man als Naturphilosoph ja doch eine neuerliche Annäherung von Plutonismus und Neptunismus erblicken kann, behandeln müssen, ebenso, wie die Phytopaläontologie wenigstens hätte erwähnt werden müssen. Wenn aber der Verfasser auf der letzten Seite über die Gründung der geologischen Gesellschaften und den ersten internationalen Geologenkongreß spricht und darin eine Demokratisierung und das Ende des aristokratischen Zeitalters in der Wissenschaft erblickt, kann der Referent da nicht mitgehen und in der Zusammenkunft der Wissenschaftler aus allen Ländern viel eher ein Sichfinden von Aristokraten des Geistes erblicken, wenn man schon solche Bezeichnungen verwenden will. Und wenn *Beringer* sein Buch mit der Feststellung schließt, daß der Verbreiterung der materiellen und stofflichen Basis eine ideelle und gedankliche Verflachung parallel ging und daß man „Persönlichkeiten von der Originalität eines *L. v. Buch* oder *K. E. v. Baer*" heute kaum mehr finden wird, so muß dem entgegengehalten werden, daß, wenn diese Verbreiterung die Beschäftigung mit der Geologie auch nicht ganz streng zünftigen Forschern ermöglicht, diese zünftigen Forscher noch immer völlig unbehindert weiter wirken können, daß diese Verbreiterung absolut keine ideelle und gedankliche Verflachung bringen muß, wie unter anderem die moderne Physik beweist, die gerade im Zeitraum dieser Verbreiterung weittragende neue Erkenntnisse gebracht hat. Es besteht absolut kein Grund zur Annahme, daß unsere Zeit das Heranwachsen großer Geologen verhindere. Unser Wissen mit dem Riesenausmaß von Einzelheiten, die den Klassikern der geologischen Forschung unbekannt waren, kann keine Forscher von so richtunggebender Bedeutung mehr hervorbringen wie zur Zeit *Buchs*, wo fast jeder Schritt in der Geologie auf Neuland traf. Das ist die notwendige Folge der normalen Entwicklung der Wissenschaft, sie bedeutet aber alles eher, als eine Verflachung. *H. Leitmeier*, Wien.

Bruhns: Kristallographie. Vierte Auflage, neubearbeitet von *P. Ramdohr*. (Sammlung Göschen: Band 210.) Mit 163 Textabb. und 1 Ionen- und Atomradientafel, 106 S. Berlin: de Gruyter & Co. 1953. DM 2.40.

Unter Verzicht besonders auf weitläufigere Ableitungen ist es *P. Ramdohr* gelungen, im vorgezeichneten, sehr beengten Rahmen der Göschenbändchen die Kristallographie (mit Strukturlehre!) *und* Kristallphysik im großen und ganzen in klar verständlicher und wissenschaftlich einwandfreier Weise zu skizzieren; in allen Punkten ist dies natürlich bei solcher Gedrängtheit nicht zu erreichen, so z. B. bei der Erläuterung der Röntgenmethoden auf S. 61/62. Gegenüber den früheren Auflagen machte die starke Erweiterung des Stoffgebietes und die Verlagerung seines Schwerpunktes eine straffere Fassung besonders der kristallographischen Formenlehre nötig, was nur als vorteilhaft bezeichnet werden kann.

In der Tabelle auf Seite 28 fehlen die Angaben über die Möglichkeit von Piezoelektrizität in zwei kubischen Klassen.

Das Büchlein ist sehr flüssig geschrieben und sehr anregend für den Anfänger, auch ein verläßliches Repetitorium für den Examenskandidaten.

F. Machatschki, Wien.

Dana's Manual of Mineralogy. Sechzehnte Auflage. Durchgesehen von *C. S. Hurlbut, jr.* Mit 471 Textabb., VIII, 530 S. New York: J. Wiley & Sons Inc. — London: Chapman & Hall, Limited. 1952. Geb. $ 6.50.

Das Werk ist auf der Voraussetzung aufgebaut, daß es sich an Studierende und sonstige Interessenten wendet, die vorher von Mineralogie nichts gehört haben. So wird schon in der Einleitung (15 Seiten) außer einer kurzen Geschichte der Mineralogie auf die einfachsten Mittel hingewiesen, die zur Bestimmung der Mineralien dienen; in diesem Zusammenhang wird die Bedeutung des Fehlens oder Vorhandenseins mineralogischer Kenntnisse für die Praxis durch einige Erfahrungsbeispiele aus den letzten Jahrzehnten treffend illustriert.

Die „Kristallographie" enthält auch einige sehr knappe einführende Hinweise auf die Kristallstrukturlehre und die Röntgenmethoden, aber ohne irgendwelche Erläuterungen. Das Hauptgewicht ist auf die bestens dargestellte Formenlehre (55 Seiten) gelegt. Alles andere zu streifend gebracht, Projektionen werden einmal erwähnt. Was nützt die Tabellierung der Hermann-Mauguinschen Klassensymbole ohne Erklärung? Die physikalischen Eigenschaften der Kristalle (nur 20 Seiten!) werden äußerst knapp behandelt, die Doppelbrechung gerade nur in ihrer Grunderscheinung beim Kalkspat erwähnt. In das Kapitel „Chemische Mineralogie", das ziemlich ausführlich (35 Seiten) die wichtigsten Reaktionen auf trockenem und nassem Wege bringt, wurde neu ein 15 Seiten starker Abschnitt über Kristallchemie (Polymorphie, Bindungstypen, Isomorphie) eingefügt.

Die beschreibende Mineralogie (Anordnung nach dem üblichen chemischen System) umfaßt 240 Seiten und bringt für die etwa 200 häufigsten und nutzbaren Mineralien die kristallographische Beschreibung, Härte, Dichte, Farbe, Strich, Glanz (sonst keinerlei optische Daten!), Zusammensetzung, sonstige Erkennungsmerkmale, Lötrohrreaktionen, Verwendung, Erläuterung des Namens und Fundortangaben. Abgesehen von einem kurzen Überblick über den Aufbau der Silikate gibt es keine Angaben über Kristallstrukturen; hier entspricht die Zuordnung der angeführten Beispiele zu den einzelnen Gruppen nicht immer der Struktur; auch ist die Formelschreibung für die Beispiele der einzelnen Gruppen nicht einheitlich und daher nicht einleuchtend. Sonst sind Formeln in der einfachsten Art als Pauschalformeln geschrieben, manchmal nach dem heutigen Stand unrichtig (z. B. Allanit, Garnierit). An diesen Hauptteil schließen sich etwa 20 Seiten allgemeine Ausführungen über Mineralvorkommen, etwa 25 Seiten über die Verwendung der Mineralien (Edelsteine, Dekorationsmaterialien, Schleifmittel, Flußmittel, keramische Materialien, Metallgewinnung) und etwa 50 Seiten Bestimmungstafeln. Abgeschlossen wird das Buch durch einen Sachindex und einen Mineralindex, der die Angaben über Formel, Kristallklasse, Dichte und Härte aus dem Text wiederholt.

Das Buch stellt gute Tradition dar; es ist reichlichst und ganz ausgezeichnet illustriert und bestens ausgestattet. Man könnte vielleicht sagen, daß es etwa 1920 den Bedürfnissen der damaligen Studierenden der einschlägigen Fächer bestens entsprochen hätte, wenn nicht die allgemeine Kristallographie und die Kristalloptik so stiefmütterlich behandelt würden. So viel Wertvolles und bestens Dargestelltes darin enthalten ist, genügt es heute nur mehr den Ansprüchen des Laiensammlers; sonst ist es gut als Hilfsbuch für die Bestimmung der wichtigsten Mineralien geeignet.

F. Machatschki, Wien.

Thermochemical Methods in Silicate Investigation. Von *W. Eitel*. Mit 63 Textabb., XI, 132 S. New Brunswick, N. J.: Rutgers University Press. 1952. Geb. $ 4.75.

Das kleine Werk, das mit Ausnahme von Vorwort, Inhaltsverzeichnis und Index nicht paginiert, sondern nach 185 Paragraphen numeriert ist, ist dem Andenken von *P. White* gewidmet. Es behandelt bei erschöpfenden Literaturnachweisen nach den einzelnen Abschnitten die Grundsätze und Methoden der Thermochemie, vor allem der Silikate. Verfasser betont im Vorwort, daß es sein Bestreben sei, die zahlreichen in Europa, besonders im Kaiser-Wilhelm-Institut für Silikatforschung entwickelten (vielfach nicht publizierten) Methoden mit den von amerikanischen Forschern (besonders *Kelley* und *White*) gewonnenen Erfahrungen zu verbinden zum Zwecke der Förderung der mineralogischen und petrographischen Forschung und der angewandten keramischen Forschung.

Eingeleitet wird das Buch durch kurze Ausführungen über Bildungs- und Reaktionswärme. Im nächsten Kapitel werden sehr vollständig die Kalorimetermethoden zur Bestimmung der Reaktionswärme (Lösungs-, Schmelz- und Kristallisationswärme) beschrieben; anschließend wird kurz die Berechnung der Bildungswärme mit Hilfe der Gitterenergie und der physikalischen Grundkonstanten erörtert und dabei auf Fortschritte auf diesem Sektor hingewiesen, die durch *Kapustinsky, Lemmlein* und andere russische Forscher seit 1933 erzielt worden sind. Das nächste Kapitel behandelt die Reaktionsaffinitäten; die Besprechung stützt sich vielleicht etwas zu einseitig auf die Gedankengänge der Nernst-Schule. Im folgenden werden zahlreiche Kalorimeter zur Messung der Wärmekapazität bei tiefen Temperaturen und der durchschnittlichen und wahren Wärmekapazität bei hohen Temperaturen beschrieben und zahlreiche Beispiele für die Berechnung der Änderungen der freien Energie gebracht. Kurze Ausführungen gelten der Möglichkeit von Anomalien bei tiefen Temperaturen. Ein erster Anhang befaßt sich kurz mit der Auswertung der Ergebnisse der Wasseräquivalent- und Lösungswärmebestimmungen, ein zweiter bringt folgende wichtige tabellarische Zusammenstellungen: Bildungswärmen (aus den Elementen und den Oxyden), Daten über Zustandsänderungen, Wärmekapazitäten und Entropien bei 298·16 K.

Das Buch ergänzt bestens des Verfassers großes Werk über die physikalische Chemie der Silikate (Leipzig, 1941). *F. Machatschki*, Wien.

Spot Tests. Von *F. Feigl*. Übersetzt ins Englische von *R. E. Oesper*. Vierte, vollkommen revidierte englische Auflage. Band I: Inorganic Applications. Mit 37 Textabb., XII, 518 S. Amsterdam-Houston-London-New York: Elsevier Publishing Company. 1954. Geb. 45 s.

Es ist erstaunlich, in welchem Umfang die im Jahre 1947 erschienene dritte Auflage des bekannten Werkes von *F. Feigl* in der kurzen Zeitspanne erweitert wurde, so daß das Buch jetzt in einen anorganischen und einen organischen Teil zerfällt, wobei jeder dieser Teile fast ebenso stark ist, wie früher das ganze Buch. Es wurden nicht nur bei vielen Elementen, wie bei Beryllium, Kobalt, Chrom, Gold, Silber, Quecksilber, Germanium und Thallium ganz neue und besonders empfindliche Nachweisreaktionen angegeben, sondern auch für bisher nicht erfaßte Elemente, wie Rhodium oder Ruthenium Tüpfel-Nachweise angegeben. Besonders entwickelt wurden auch sehr elegant durchzuführende und empfindliche Fluoreszenznachweise im filtrierten ultravioletten Licht. Auch ist das Kapitel über Anwendung von Tüpfelreaktionen auf Reinheitsprüfungen, Prüfung von technischen Materialien und Untersuchung von Mineralien bedeutend erweitert worden.

Es ist schade, daß der von *M. Haitinger* entdeckte Cernachweis durch eine Fluoreszenzreaktion in der Boraxperle und der von *K. Przibram* gefundene, sehr empfindliche Fluoreszenznachweis für zweiwertiges Europium im Natriumfluorit

bzw. im Calciumchlorid unter den Reaktionen für diese beiden Elemente nicht angeführt wurden. Es ist bewunderungswürdig, wieviel Literaturstellen (es sind nicht weniger als 902) der Verfasser verarbeitet hat. Noch staunenswerter ist seine Arbeitsleistung hinsichtlich der Entwicklung der unzähligen Tüpfelreaktionen und ihre kritische Prüfung. Druck und Ausstattung des Buches durch den Verlag können als mustergültig angesehen werden. Dem Buch ist die weiteste Verbreitung und eine baldige weitere Auflage zu wünschen.

H. Haberlandt, Wien.

Spot Tests. Von *F. Feigl*. Übersetzt ins Englische von *R. E. Oesper*. Vierte, vollkommen revidierte englische Auflage. Band II: Organic Applications. Mit 32 Textabb., XV, 436 S. Amsterdam-Houston-London-New York: Elsivier Publishing Company. 1954. Geb. 37 s 6 d.

Der Gebrauch der Tüpfelproben in der organisch-analytischen Chemie ist seit der dritten Auflage (1947), damals noch mit dem anorganischen Teil vereint, von 120 auf 400 Seiten angewachsen. Dieser rasante Anstieg zeigt schon, welche Bedeutung dieser spezifischen Mikromethode in allen Zweigen der organischen und biologischen Wissenschaften zukommt. Neben vielen Einzel- und Gruppenreaktionen sind auch sehr viele pharmazeutische Nahrungsmittel und technische Produkte behandelt. Aber auch für medizinische Studien sind Anwendungsbeispiele gegeben. Sehr gut sind die umfangreichen Literaturzusammenstellungen am Ende eines jeden Kapitels. Das Buch ist in seiner Ausstattung sehr gut. Eine weite Verbreitung ist ihm sicher und es ist zu hoffen, daß der schöpferische Autor noch weitere Tüpfelreaktionen für die analytische Chemie erschließt.

A. Preisinger, Wien.

Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. Neu herausgegeben von *P. Ramdohr*. Vierzehnte, umgearbeitete Auflage. Mit 687 Textabb. und Tab., XI, 669 S. Stuttgart: F. Enke-Verlag. 1954. DM 65.—, geb. DM 69.—.

Daß ein Buch vom Umfang des vorliegenden, das in seinem speziellen Teil mehr als ein Lehrbuch ist, nach so kurzer Frist neu aufgelegt werden mußte, zeugt von seiner Verbreitung und Beliebtheit in weitesten Kreisen.

Auch in der neuen Auflage dieses seit 60 Jahren bestehenden Standardwerkes wurde der Grundaufbau berechtigterweise beibehalten; da und dort wurden Abschnitte etwas kürzer und straffer gefaßt; dafür wurden die notwendigen Erweiterungen und Ergänzungen vorgenommen.

Der allgemeine Teil ist nunmehr mit einer Raumgruppentabelle ausgestattet, welche die Schoenflies- und die Hermann-Mauguinsymbole bringt. Der Abschnitt über kristallographische Projektionen ist durch eine Anleitung zur Konstruktion des Kopfbildes und des perspektivischen Bildes erweitert. Die Zahl der aufgenommenen Gittertypen wurde etwas erweitert und entspricht vollkommen dem Rahmen des Buches. Ein Abschnitt über Bindungstypen und Gitterstörungen wurde neu aufgenommen. Eine der Bedeutung dieser Erscheinungen entsprechende Erweiterung erfuhren die Abschnitte über Piezoelektrizität und radioaktive Altersbestimmung. Kurze Abschnitte über anomale Mischkristallbildungen und Doppelsalze sind neu aufgenommen worden. Auf die Behandlung der Lötrohrmethoden wird nunmehr als zu weitgehend verzichtet. Zu knapp wird nach Ansicht des Referenten noch die Mineralsynthese behandelt. Erweitert wurde die besonders für Sammler bedeutungsvolle, noch etwas einseitige Aufstellung von berühmten Mineralfundpunkten (mit separatem Register!). Angaben für die westliche Hemisphäre fehlen fast vollkommen.

Der spezielle Teil wurde den neueren Ergebnissen entsprechend ergänzt, ältere Auffassungen wurden soweit nötig berichtigt, so daß das Werk wiederum als zuverlässiges Nachschlagewerk verwendet werden kann, das an Vollständigkeit und Zeitnähe kaum etwas zu wünschen übrig läßt.

Ob (Seite 55, 370/71) Cobaltin und Gersdorffit der kubischen Tetartoedrie zuzuordnen sind, ist nach neueren Untersuchungen zumindest zweifelhaft geworden. Mit der Charakterisierung der rhomboedrischen Abteilung des hexagonalen Systems (Seite 55) kann sich der Referent nicht befreunden, da in jeder dieser Klassen Raumgruppen sind, deren Auslöschungen der Rhomboederbedingung nicht entsprechen. Die Einführung der Bezeichnungen n_x, n_y und n_z für die Hauptbrechungsquotienten, zu welcher sich der Verfasser nur schwer entschloß, erscheint dem Referenten nicht glücklich; selbst in der Heimat dieser Bezeichnungen machen sich wachsende Widerstände dagegen geltend. So werden z. B. in den von der Amer. Chem. Soc. und der Armour Research Foundation laufend herausgegebenen neuen kristallographischen und optischen Daten zahlreicher Verbindungen grundsätzlich nur die Bezeichnungen α, β und γ verwendet; es wurde von diesen Stellen sogar jüngst eine Umfrage gestellt, welcher Bezeichnung man den Vorzug gebe; X, Y, Z sind einmal von der Geometrie her die Koordinatenachsen und damit die Kristallachsen. Vertretbar wäre nur ein Übergang zur eindeutigen französischen Bezeichnungsart.

F. Machatschki, Wien.

Skizzen zum Antlitz der Erde. Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Professor Dr. *L. Kober* von *H. Küpper*, *Ch. Exner*, *H. Grubinger*. Wien: Brüder Hollinek. 1953. S 209.—.

In dieser reichhaltigen Festschrift findet auch der Mineraloge und Petrologe reichstes Gedankengut für sein Wissensgebiet. Der wertvollste Beitrag aus der Feder von *R. Staub*, „Grundsätzliches zur Anordnung und Entstehung der Kettengebirge", eine meisterhafte Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse der Gesamtforschung über die Orogenesen, gipfelt in dem lapidaren Satz auf der vorletzten Seite: „Der Zusammenhang der Gebirge der Erde mit uralten in ihren Grundlagen bis auf die ersten Erstarrungszeiten zurückgehenden Bruchsysteme besteht in voller Konsequenz zu Rechte...". *W. E. Petraschek* und *G. Marinos*, „Zur Geologie von Süd-Attika", bestätigen für dieses Gebiet dasselbe, was *Kober* im nördlichen Teil fand, daß das attische Kristallin mesozoisch sei und Deckenbau herrsche. *H. Kruparz* konnte in seiner Arbeit, „Das Profil Kathmandu (Nepal) — Nyalam (S-Tibet)", unter anderem nachweisen, daß die mächtigen Gneise zwischen Kathmandu-Tal und dem Tal des Indrawati-Khola Paragneise sind. *Götzinger* und *Exner* beschrieben Kristallingerölle und -Scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau, darunter verschiedene Gneise, zahlreiche Granitabarten, Quarzdiorit, Quarzporphyr usw., die von *Exner* näher charakterisiert wurden. Brauchbare Gesteinsbeschreibungen finden sich auch in *Medwenitschs* „Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters" und besonders in *Plöchingers* „Erläuterungen zur geologischen Neuaufnahme des Draukristallinabschnittes westlich von Villach". In seiner Arbeit „Orogenese und Vererzung im Raum der Ostalpen" weist der Referent *Schneiderhöhns* Behauptung, daß die Alpen ein Orogen seien, in dem der synorogene sialische Plutonismus in den heute angeschnittenen Stockwerken noch unbekannt sei, zurück und lehnt die Hypothese, daß die Vererzungen der Ostalpen nur alpidisch mobilisierte Vererzungen des varistischen Zyklus seien, ab und weist darauf hin, daß polymetamorphe Granitodioritgesteine der Ostalpen ihre Metamorphosen innerhalb der Phasen der alpidischen Orogenese erhalten haben können. *Frasel* kommt dagegen in seinem Beitrag „Zum Auftreten von Füllungsmineralien in Feldspaten und ihre Verbreitung in österreichischen Graniten und Granitgneisen" zum Schlusse, daß dort, wo Zentralgneisgesteine gefüllte Plagioklase enthalten, vormesozoische, zumindest in der Amphibolitfazies hochtemperierte Granitgesteine anzunehmen seien, da die alpidische „Zentralgneisfazies" nach Ansicht *Frasels* nur in Grünschiefer- bis Albitepidotamphibolitfazies „aufgewärmt" erscheint.

Osberger und *E. v. Kraus* kommen in ihrem Beitrag, „Die Manganerzlagerstätte Burahol bei Karangnunggal auf Java", zum Ergebnis, daß es sich um eine auf oxydationsmetasomatischem Wege entstandene Verwitterungslagerstätte handle. Die Mn-Lösungen entstanden bei der Verwitterung ausgedehnter Gebiete mit mächtigen vulkanischen Ablagerungen in der Weise, daß diese Lösungen auf ihrer Wanderung auf roten Kaolin, der im Stadium beginnender Lateritisierung war, stießen, der Eisenerz- und Mangankonkretionen enthalten haben mag.

Aber auch manche stratigraphische Beiträge bieten wertvolle Angaben für den Sedimentpetrologen, wie etwa in *F. Bauers* „Der Kalkalpenbau im Bereich des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich" und *H. Holzers* „Über Lockersedimente aus dem oberen Kamptal".

H. Leitmeier, Wien.

Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Illustriertes Hilfsbuch zur leichten Diagnose und Einordnung der wichtigsten europäischen Bodenbildungen unter Berücksichtigung ihrer gebräuchlichsten Synonyme. Von *W. L. Kubiëna.* Mit 26 farbigen Abb.-Tafeln, 12 Textabb., 392 S. Madrid: Consejo superior di investigaciones cientificos: Institut für Bodenkunde. Stuttgart: F. Enke-Verlag. 1953. DM 35.—, geb. DM 38.—.

Der Mangel an einer einheitlichen Systematik der Böden macht sich immer wieder bemerkbar. Aus diesem Grunde wurde das erste Bestimmungsbuch für die Böden geschaffen, und zwar so, daß die Bestimmung richtig leicht gemacht ist. Wenn sich das Werk auch in erster Linie an die Land- und Forstwirtschaftler und an einen großen Kreis damit zusammenhängender Spezialfächer außerhalb des eigentlichen Interessenkreises unserer Zeitschrift wendet, so wird doch auch der Petrograph und Geologe manchen Nutzen daraus ziehen können, ja es werden die Beziehungen dieser Disziplinen zur Bodenkunde vertieft werden; auch wird man bei der Benützung des Bestimmungsschlüssels auf petrographische Kenntnisse nicht verzichten können.

Einleitend werden die Bodenhorizonte definiert und Nomenklaturfragen behandelt und es werden für die Bezeichnung der Bodenarten unzweideutige, international verwertbare Namen vorgeschlagen. Die Einteilung der Böden erfolgt in Typen, Subtypen, Varietäten und Lokalformen. Die verschiedenen Bestimmungsschlüssel sind nach Art der in Zoologie und Botanik verwendeten dichotomischen aufgebaut.

Der erste Schlüssel betrifft die wichtigsten Humusformen, diese auch beschreibend. Die zweite Schlüsselgruppe behandelt die mittel- und nordeuropäischen Böden und ermöglicht wie die folgende Schlüsselgruppe eine Bestimmung entweder nach der Farbe oder nach dem Ca-Gehalt und Versauerungsgrad oder nach dem Muttergestein. Die dritte Gruppe betrifft die häufigsten Wald- und Ackerböden Südeuropas; der vierte Schlüssel dient der Bestimmung der alpinen Böden. Der umfangreiche fünfte Schlüssel ist der allgemeine, aufgegliedert in Unterwasserböden, Überflutungs- und Grundwasserböden und schließlich terrestrische Böden und ist mit einer eingehenden Beschreibung von 173 verschiedenen Bodenbildungen verbunden.

Die Tafeln, überwiegend farbig, bringen meist Bodenprofile; sie sind nach Aquarellen hergestellt, wirken ungemein natürlich und sind auch sonst ausgezeichnet gelungen.

F. Machatschki, Wien.

Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. Mit einem Anhang „Ein kristallchemisches Mineralsystem". Von *F. Machatschki.* Mit 229 Textabb., VII. 378 S. Wien: Springer-Verlag. 1953. Geb. S 215.—, sfr. 37.—, $ 8.60, DM 36.—.

Blättert man nur in dem Buch, so ist es durchaus möglich, daß der eine oder der andere sich eines etwas befremdenden Gefühles nicht wird erwehren können, wenn er

z. B. nicht nur den Kalkspat, sondern auch den Kalkstein bei den hydrothermal gebildeten Mineralien behandelt findet. Wenn ein solcher oberflächlicher Leser aber dann näher zusieht, wie sich *Machatschki* sein neues System zurechtgelegt hat, wird er die Begründung leicht finden und zumindest die Berechtigung einer solchen Reihung anerkennen müssen, denn sie bietet Vorteile, die keine andere Reihung haben kann: das, was in der Natur beisammen ist, ist auch im Buche beisammen, was die Natur zusammengefügt hat, das soll der Systematiker nicht trennen. Wenn man dann, wie es der Ref. schon seit jeher getan hat, der Reihung, dem systematischen Schema keine allzugroße Bedeutung beimißt, mehr auf die Behandlung des Stoffes selbst schaut, dann wird ihn die Möglichkeit geschlossener Behandlung, ausgehend von einem einzigen Prinzip, das noch dazu das von der Natur selbst eingeschlagene ist, soweit wir das heute zu entscheiden vermögen, höchlich befriedigen, ja es kann sein, daß er diese Systematik als die beste erkennt, die es bis heute gibt. Sie beruht auf der Entstehungsfolge der Mineralien im geochemischen Geschehen. Die erste Hauptgruppe bilden die primären, aus dem ursprünglichen Schmelzfluß entstandenen Mineralien. Sie sind unterteilt in die liquidmagmatischen und in durch die dabei freiwerdenden Gase in Verbindung mit Restschmelzen und sich ihnen unmittelbar anschließenden Bildungen aus überhitzten wäßrigen Lösungen gebildeten Mineralien. Diese zweite Gruppe wird dann wieder unterteilt in die eigentlichen liquidmagmatisch-pneumatolytischen Bildungen im Temperaturbereich von zirka 700 bis 370° und in die hydrothermal, also unter dieser Grenze gebildeten Mineralien. Die zweite Hauptgruppe umfaßt die sekundären Mineralgesellschaften, unterteilt in Verwitterungs- und Sedimentationsmineralien und in metamorphe Vergesellschaftungen, also die gesamten Mineralien im Bereich der Metamorphite. Diese zweite Unterabteilung wird dann im Sinne der Petrologie in die automorphen und kontaktmetamorphen Bildungen und die regionalmetamorphen, also die der kristallinen Schiefer gruppiert. Die Schwermetallmineralien, die Erze, sind aus praktischen Gründen, nach ihren Metallen aufgegliedert, in einem besonderen Teil zusammengefaßt. *Machatschki* betont ausdrücklich, daß sie auch ebensogut hätten in das Schema der Nichterze eingereiht werden können. Bei dieser Gliederung sind die einzelnen Mineralien stets dort behandelt, wo sie in der Abfolge zum ersten Male aufscheinen. So wird die Stellung des Calcites unter die hydrothermalen Mineralbildungen durchaus verständlich. Der große Vorteil der Darstellung in natürlichen Mineralverbänden kommt z. B. besonders schön bei den Zeolithmineralien zum Ausdruck, die nun wieder alle vereinigt sind und nach dem so oft in alpinen Mineralparagenesen mit den Zeolithen zusammen auftretenden Prehnit behandelt sind.

Ein unbestreitbarer Vorteil dieses Werkes ist der enge Zusammenhang in der Darstellung der Mineralbildung mit den Gesteinsbildungen und die stets gebotene Übersicht über die entsprechenden Gesteine. Daß die Kristallchemie nicht zu kurz kommt, dafür bürgt der Name des Verfassers. Die als Beispiele gegebenen Fundorte der Mineralien genügen für eine Mineralchemie vollständig, sie breiter zu behandeln hätte ohne wesentlichen Vorteil den Umfang des Buches sehr erhöht, denn da wird die Auswahl zu schwer. Daß dann, um diesem Dilemma zu entgehen, sehr viel mehr gebracht werden müßte, liegt ja auf der Hand. Wird in dem Buche dem Mineralogen alles wissenschaftliche Material geboten, das weit über eine Einführung hinausgeht, so ist auch alles Wichtige, das der Techniker und der Bergmann braucht, enthalten, fast immer ist die technische Verwendung auch der weniger wichtigen Mineralien berücksichtigt. Die Abtrennung der Erze hat nicht nur den Vorteil, daß man nun ihre geschlossene Übersicht hat, die auf dem Chemismus beruhende Einteilung kommt auch dem Lagerstättenforscher und dem technischen Chemiker näher. Der Behandlung jeden Metalles und seiner Erzverbindungen ist ein Abschnitt über die Geochemie des betreffenden Metalles vorangestellt.

Es soll besonders hervorgehoben werden, daß die Masse der verarbeiteten Literatur erstaunlich groß ist, sie erstreckt sich über die ganze Erde, niemand könnte dem Verfasser den Vorwurf machen, daß er sein Heimatgebiet, auch in den weitesten Grenzen zu sehr in den Vordergrund gestellt hat, wie es in manchen Büchern zum Teil ganz absichtlich der Fall ist. So ist das Buch für jedes Land gleich wertvoll. Wenn man, wie der Referent, mitangesehen hat, welch unendliche Mühe dabei aufgewendet werden mußte, so muß er gestehen, daß sich diese Mühe gelohnt hat, ihr Einsatz ist beinahe aus jeder Seite zu spüren. Dies gibt aber dem Werke seine Abrundung, kein Zuviel und kein Zuwenig stört die schöne Geschlossenheit.

Des Verfassers Liebe zur modernen Strukturlehre, an deren Entwicklung er so großen Anteil hat, kommt ganz besonders im Anhang zum Ausdruck, den nur jemand verfassen konnte, der sich die Möglichkeit zu einer Übersicht über das Riesenmaterial durch viele Jahre lange intensivste Beschäftigung mit dieser Materie erworben hat. Aber welcher Zeitaufwand war allein für die Überprüfung der Genauigkeit der Zahlen und Formeln in Manuskript und Korrekturen notwendig! Gerade dieser Anhang eines kristallchemischen Mineralsystems wird vielen das Werk besonders wertvoll machen.

Der Verfasser bringt in allem und jedem nicht nur die modernste Darstellung, sondern auch die modernste Schreibweise, ohne aber der historischen Entwicklung der Mineralchemie ihre Würdigung zu versagen. Es hat den Referenten besonders gefreut, daß nun wieder die alte schöne Pluralbildung Mineralien an Stelle der unschönen Bezeichnung Minerale getreten ist, die der Referent selber nie gebraucht hat, wenn ihm auch leider der Setzer manchmal die moderne Pluralbildung aufgezwungen hat. Ganz besonders soll aber hervorgehoben werden, daß *Machatschki* nicht nur ein schönes klangreiches und klangreines und dabei doch so einfaches Deutsch schreibt, sondern daß er auch das Schwierigste in einfachen Sätzen allgemein verständlich darzustellen weiß, auch dann, wenn er sich möglichster Kürze befleißt. Daß die Ausstattung vortrefflich ist, das ist man vom Verlage gewohnt, daß zu alterprobtem viel neues Bildmaterial hinzugekommen ist, sei anerkennend vermerkt.

H. Leitmeier, Wien.

Tafeln zum Bestimmen der Minerale nach äußeren Kennzeichen. Von *H. v. Philipsborn*. Mit 3 Hilfstafeln (Morphologische Kennzeichen, Chemische Kennzeichen, Mikroskopisch-optische Kennzeichen), 289 Kristallbildern auf 10 Tafeln und 1 Textabb., XXVII, 244 S. Stuttgart: E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung. 1953. Geb. DM 17.—.

Das umfangreichste der vier in den letzten Jahren in deutscher Sprache erschienenen Mineralbestimmungsbücher nach äußeren Kennzeichen und Lötrohrmethoden!

Die Hauptbestimmungstafel schließt sich in der Großeinteilung an die dreizehnmal aufgelegten (1866 bis 1923) Bestimmungstafeln von *A. Weisbach* an, deren acht spätere Auflagen von *F. Kolbeck* besorgt wurden, ist aber im einzelnen völlig umgearbeitet und erweitert worden. Der Haupttafel ist eine eingehende Anleitung vorausgeschickt, an die sich eine terminologische Tabelle in deutscher, englischer, französischer, italienischer und spanischer Sprache und ein Literaturverzeichnis schließen. Diese Haupttafel (167 Seiten) umfaßt 568 Nummern und ist in jeder Beziehung erschöpfend ausführlich gehalten. Oberstes Bestimmungsprinzip sind hier Glanz und Farbe. Bei jedem Mineral sind Formel (bei Erzmineralien auch Metallprozentgehalte), nähere Farbkennzeichnungen, Strich, Härte, Tenazität, Kristallklasse, Habitus, Spaltbarkeit und Bruch, Aggregation und Dichte angegeben; begrüßenswert eingehend sind auch die Hinweise auf Bildung, Vorkommen und Vergesellschaftung. Durch gekreuzte Hinweise ist die Haupttafel mit den folgenden Hilfstafeln verbunden.

Nach der einen Hilfstafel (17 Seiten) erfolgt die Bestimmung nach Habitus und Aggregatformen. Die zweite Hilfstafel (34 Seiten) bringt reichliche Angaben über die qualitative Bestimmung von 54 Elementen und die Lötrohrreaktionen, ferner eine Tabelle der im Buche behandelten Mineralien, alphabetisch nach der Formel geordnet. Die dritte Hilfstafel (18 Seiten) schließlich enthält zunächst eine Tabelle der Brechungsquotienten von etwa 100 Immersionsflüssigkeiten. Darauf folgt eine Bestimmungstabelle der Mineralien nach den optischen Eigenschaften, geordnet nach dem kleinsten Brechungsquotienten. Sie enthält alle wichtigen optischen Kennzeichnungsdaten. Abgeschlossen wird das Buch durch ein Mineralregister.

Aus diesen Angaben ist ersichtlich, daß das Tabellenwerk, das dem Andenken von *A. Weisbach* und *F. Kolbeck* gewidmet ist und dessen Herausgabe zu billigem Preis durch die materielle Unterstützung zahlreicher westdeutscher Industrien ermöglicht wurde, mehr bietet, als zumindest der Haupttitel besagt. Es ist sehr inhaltsreich, bestens durchdacht und gestattet die Mineralbestimmung nach sehr vielseitigen Gesichtspunkten. Ohne Einschränkung kann gesagt werden, daß es das eingehendste Werk dieser Art ist, das es bisher gegeben hat. Einige neue Bezeichnungen zur Morphologie, wie aequant, erscheinen unnötig und nicht sehr glücklich.

F. Machatschki, Wien.

Catalogue of Meteorites. With special reference to those represented in the collection of the British Museum (Natural History). Von *G. T. Prior.* Zweite, überprüfte und erweiterte Auflage von *M. H. Hey.* XXVIII, 432 S. London: British Museum. 1953. £ 3/10/—.

In das Buch sind alle bis Ende 1952 bekanntgewordenen, sicheren Meteoriten aufgenommen. Es verzeichnet 1502 gesicherte Fälle, wozu 148 zweifelhafte und 52 Fälle kommen, in welchen ein und derselbe Fund vermutlich unter verschiedenen Bezeichnungen läuft. Von den gesicherten Fällen wurden 683 im Fall direkt beobachtet, davon nur 42 von insgesamt 545 Eisenmeteoriten und 12 Mischmeteoriten von insgesamt 67; dagegen liegt bei den Steinmeteoriten die Zahl der beobachteten Fälle mehr als doppelt so hoch als die Zahl der Zufallsfunde. Von den gesicherten Meteoriten sind 808 im British Museum vertreten. Die Einleitung bringt ferner eine zweckmäßige Klassifikation der Meteoriten, die Geschichte der Meteoritensammlung des British Museum, Tabellen über die Verteilung der Funde auf die verschiedenen Meteoritenklassen, auf beobachtete Fälle und Zufallsfunde und über die geographische Verteilung der Funde; es führt Nordamerika mit insgesamt 655 Funden, an zweiter Stelle steht Europa (einschließlich der europäischen Teile der UdSSR.) mit 330 Fällen bei fünffachem Überwiegen der direkt beobachteten Fälle.

Im alphabetischen Katalog, der den Hauptteil des Buches bildet, sind die Fundpunkte mit geographischen Breiten- und Längendaten angegeben, ferner die übrigen Funddaten, eine kurze Beschreibung und die zugehörige Literatur. Außerdem sind die Stellen angegeben, wo sich gegenwärtig die Hauptmassen der einzelnen Meteoriten befinden, ebenso das Gewicht der im Britischen Museum befindlichen Anteile. Auch die synonymen Bezeichnungen sind in großer Vollständigkeit, selbst nach verschiedenen Schreibarten in die alphabetische Zusammenstellung eingearbeitet.

Das Buch schließt mit einer Liste der gesicherten und mutmaßlichen Meteoritenkrater, einer Aufstellung der Meteoritenabgüsse im British Museum und einer Liste der dort befindlichen Dünnschliffe von Meteoriten und Pseudometeoriten.

Das Werk ist für einschlägige Sammlungen und Forschungsinstitutionen unentbehrlich.

F. Machatschki, Wien.

Verfärbung und Lumineszenz. Beiträge zur Mineralphysik. Von *K. Przibram.* Mit 69 Textabb., XIII, 275 S. Wien: Springer-Verlag. 1953. Geb. S 210.—, sfr. 35.50, $ 8.25, DM 34.70.

Aus dem vorliegenden Werk spricht die Erfahrung des Verfassers, der dem Gegenstand einen großen Teil seiner Lebensarbeit gewidmet hat und der die einschlägige umfangreiche Literatur wie kaum ein anderer überblickt.

Der erste Teil handelt von den Verfärbungs- und Lumineszenzerscheinungen im allgemeinen. Nach historischen Ausführungen und Hinweisen auf die Bedeutung der Erscheinungen für Mineralogie und Geologie behandelt Verfasser zuerst die Hilfsmittel zur Erzeugung und Untersuchung der Verfärbungen (sichtbares Licht, Infrarot, Ultraviolett, Röntgen- und Gamma-Strahlen, negative, positive und neutrale Korpuskularstrahlen, Färbung durch Dämpfe und durch Stromdurchgang) und die verschiedenen Meßmethoden. Die weiteren Kapitel betreffen die Färbung der Alkalihalogenide, die elektrischen Effekte, theoretische Vorstellungen über die Farbzentren, Deutung der Verfärbung und Quantenausbeute; die verschiedenen Typen der Zentren (F, F', R_1, R_2, V_1—V_7-Zentren usw.) werden besprochen, die verschiedenen Bezeichnungen werden parallelisiert und Modellen zugeordnet; eine einheitliche Formulierung der Zentren, basierend auf der Annahme eines Zusammenwirkens der Anionenfehlstellen, Kationenfehlstellen, Elektronen und neutralen Halogenatomen, wird vorgeschlagen; die kritische Beurteilung der Literatur zeigt, daß die Deutung der Zentren noch keineswegs zum endgültigen Abschluß gekommen ist. Bezüglich des Auftretens von Bestrahlungsfarben bei Gläsern hält es Verfasser nicht für ausgeschlossen, daß auch hier neutrale Atome Farbursache sind; ein weiteres Kapitel in diesem Teil ist der Färbung durch Kolloide gewidmet. Nach Behandlung der Theorie schließt der erste Teil mit einer Bearbeitung der verschiedenen Arten der Lumineszenzerscheinungen.

Der ungefähr gleich starke zweite Hauptteil befaßt sich mit den Färbungsmöglichkeiten in der Natur und damit mit den Beobachtungen an den einzelnen Mineralien. Wenn auch die Wirkung einzelner anderer im ersten Teil genannter Faktoren nicht absolut ausgeschlossen werden kann, so kommt doch als wahrscheinliche Ursache der Verfärbungserscheinungen in der Natur zumindest in der Überzahl der Fälle nur radioaktive Strahlung in Frage. Trotz der verhältnismäßig geringen Aktivität des Kaliums als β-Strahler spielt dieses vermutlich angesichts seiner vielfach größeren Häufigkeit allgemein eine größere Rolle als etwa das Uran. Bei der Behandlung der einzelnen Mineralien sind dem am besten erforschten Steinsalz 39 Seiten gewidmet, dem Fluorit mit seiner Fülle verschiedener Färbungs- und Lumineszenzerscheinungen 46 Seiten. Anschließend werden noch viele andere Mineralien hinsichtlich ihrer Färbungs- und Lumineszenzerscheinungen beschrieben; Vollständigkeit wurde wohl nicht angestrebt; aber leider sind einige Mineralien, bei denen solche Erscheinungen nicht sehr beachtlich und sogar nicht sicher sind, angeführt, andere „Musterbeispiele", wie etwa Willemit-Troostit, Skapolith und die Uranmineralien überhaupt nicht. In die Formeln von Apatit und Pyromorphit auf Seite 217 haben sich Druckfehler eingeschlichen. Die neue Beobachtung der den Alkalihalogeniden ähnlichen natürlichen Blaufärbung von Caliche-Proben findet nach Verfasser möglicherweise ihre Deutung darin, daß die Verfärbung dem reichlich beigemengten Steinsalz zuzuschreiben ist. Recht eingehend sind zum Schluß die pleochroitischen Höfe und die auf ihnen beruhende Altersbestimmung behandelt.

Wie umfassend die Literatur durchgearbeitet wurde, zeigt so richtig erst das Literaturverzeichnis, das fast 1000 im Text verarbeitete Nummern ausweist. Der Eindruck, der aus dem zweiten Teil ersteht, ist der, daß noch ungeheuer viel Arbeit zu leisten ist, um die an Mineralien gemachten Beobachtungen einigermaßen richtig zu deuten; selbst bei dem bestbearbeiteten Steinsalz und dem Fluorit fehlt noch so

manche, zur Lösung der Fragen nötige Bestimmung. Die vorliegende zusammenfassende Bearbeitung des gegenwärtigen Standes des Problemkreises wird allein schon durch die Heraushebung der offenstehenden Fragen mannigfaltigste Untersuchungen anregen.

F. Machatschki, Wien.

Bau und Bildung der Kristalle. Die Architektonik der stofflichen Welt. Von *F. Raaz* und *A. Köhler*. Mit 166 Textabb., V, 185 S. Wien: Springer-Verlag. 1953. Geb. S 96.—, sfr. 18.50, $ 4.30, DM 18.—.

Das vorliegende, sehr gefällig ausgestattete Buch entsprang dem Wunsch der beiden Verfasser, der Mineralogie und Kristallographie in weiteren Kreisen die ihrer zunehmenden Bedeutung entsprechende Beachtung zu gewinnen. So werden in 26 geschickt aufeinander abgestimmten und miteinander verbundenen Einzelaufsätzen alle Bereiche des weiteren Fachgebietes behandelt, wodurch seine sehr verschiedenen Arbeitsrichtungen, Arbeitsziele und Verbindungen zu andern Fächern in einer sehr anregenden, wissenschaftlich korrekten Weise auch dem Laien nahegebracht werden. So finden nacheinander in den verschiedenen Kapiteln folgende Teilgebiete eine adäquate Behandlung: Kristallmorphologie, Strukturtheorie, Röntgeninterferenzen, Kristallbaulehre (hier wird z. B. eingangs die Basisbeschreibung an Hand des Hardystonitgitters dargelegt und im Anschluß daran der Aufbau der Haupttypen der Silikate erläutert), Isomorphie-Polymorphie, Kristallphysik unter starker Betonung der Kristalloptik und der praktisch so wichtig gewordenen Piezoelektrizität; die bisher genannten Kapitel stammen aus der Feder von *F. Raaz;* in der zweiten Hälfte kommt überwiegend *A. Köhler* zum Wort: Bildung der Mineralien in der Natur, Mineralsynthese (leider wird hier die doch stark an Bedeutung in den Vordergrund gestellte Hochdruckhydrothermalsynthese gerade nur genannt), (die künstliche Herstellung von Schmuck- und Edelsteinen steht heute ja nicht mehr so sehr im Vordergrund des praktischen Interesses, wie nach Seite 98 anzunehmen wäre), Wachstum und Tracht, Zwillingsbildungen; recht eingehend werden dem zu erwartenden Leserkreis entsprechend die Schmuck- und Edelsteine behandelt; weitere Kapitel sind dem Farbenspiel und der Fluoreszenz der Mineralien gewidmet. An ein Kapitel über den Aufbau des Erdballes *(F. Raaz)*, das die heute geltenden Anschauungen gegeneinander abwägt, schließen sich solche aus der speziellen Geochemie über Vorkommen von Gold und Platin, über die Mineralogie und Vorkommen des Eisens (in welchem Zusammenhang auch die Bedeutung der Stahlveredelungsmetalle herausgestellt wird) und über die Meteoriten (einschließlich Tektite); nach Ausführungen über die Mineralbestimmungsmethoden und einem Einblick in die Werkstatt des Mineralogen schließt das Buch mit dem Kapitel „Symmetrie, ein Grundelement wissenschaftlicher Erkenntnis", verfaßt von *F. Raaz*.

Im ganzen gesehen ein Werk, das seinem Zweck bestens entspricht und bei bildlich sehr anschaulicher Ausstattung wohl geeignet ist, der Mineralogie und Kristallographie auch in mehr abseits stehenden Kreisen neue Freunde zu gewinnen.

F. Machatschki, Wien.

Rinne-Berek: Anleitung zu optischen Untersuchungen mit dem Polarisationsmikroskop. Zweite, völlig umgearbeitete Auflage von *M. Berek* †, herausgegeben von *C. H. Claussen, A. Driesen* und *S. Rösch*. Stuttgart: E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung. 1953. Geb. DM 29.—.

Es ist ungemein erfreulich, daß nunmehr die von *M. Berek* selbst schon weitestgehend vorbereitete zweite Auflage des vorzüglichen Buches: *Rinne-Berek* Anleitung zu optischen Untersuchungen mit dem Polarisationsmikroskop nach *Bereks* allzufrühem Tod durch *Claussen, Driesen* und *Rösch* herausgebracht werden konnte. Die

Arbeit mit dem Polarisationsmikroskop wurde in den letzten vierzig Jahren durch die unermüdliche und erfolgreiche Tätigkeit *Bereks* in umfangreichstem Maße theoretisch und praktisch weiter entwickelt, wie dies z. B. bei den Drehtischmethoden, aber in ganz besonderem Ausmaß bei der Ausgestaltung, Vertiefung und Verwendbarkeit der Methoden der Auflichtmikroskopie zum Ausdruck kommt. *Bereks* tiefgründige, instrumententechnische Kenntnisse und Erfahrungen, die in zahllosen Verbesserungen oder Neuschöpfungen des Instrumentariums der Polarisationsmikroskopie ihren Niederschlag fanden, wie auch seine scharfe, theoretische Durcharbeitung aller einschlägigen Gebiete, ließen ihn, wie keinen anderen, besonders berufen erscheinen, eine derartige „Anleitung . . ." zu schreiben, in der eine übersichtliche Darstellung der theoretischen und praktischen Grundlagen geboten wird.

Das Buch zerfällt in zwei Teile, von denen der erste zur Anleitung für solche Arbeiten dienen soll, bei denen „ein tieferes Eindringen in die Kristalloptik gar nicht benötigt wird". Nach einer kurzen Einführung in die Grundbegriffe der Wellenoptik und der Herstellung bzw. Erkennung polarisierten Lichtes finden die technische Ausgestaltung des Polarisationsmikroskopes und die Herstellung von Dünnschliffen eine etwas eingehendere Behandlung. Daran schließen sich die Grundlagen mikroskopischer Untersuchungen im Orthoskop, wobei mit Recht den Interferenzfarben und deren Analyse besondere Aufmersamkeit geschenkt wird. Nun wird, der ursprünglichen Anlage des Buches entsprechend, ein längerer einführend-kristallographischer Abschnitt eingeschaltet, der den „Beziehungen der optischen Erscheinungen zur materiellen Struktur" dienen soll. Daran schließt sich ein Abschnitt, der besonders wertvoll ist, da er in ausführlicher Weise die „Spannungsdoppelbrechung" behandelt, die in der Technik so vielfach zu beobachten ist, sich aber auch in der Mineralwelt oft genug als störende Erscheinung bemerkbar macht. Der erste Teil schließt dann mit der Schilderung orthoskopischer Meßmethoden, wobei die Messung von Gangunterschieden (*Berek*-Kompensator) und Brechungszahlen (siehe auch *Jelley*-Verfahren) mit Recht eingehendere Behandlung erfahren.

Der zweite Teil dient hauptsächlich der theoretischen Fundierung der Kristalloptik und beginnt darum nach einer kurzen Darstellung der stereographischen Projektionsmethoden mit der allgemeinen Behandlung der optischen Indikatrix, an die sich die Schilderung konoskopischer Interferenzbilder schließt. Es ist bemerkenswert, daß hier *nebeneinander* die Indexflächen sowohl für vollkommen durchsichtige, inaktive, wie auch für „absorbierende" Kristalle entwickelt werden. Nach dieser vorbereitenden, theoretischen Einführung wird das „konoskopische Interferenzbild" eingehender besprochen, wobei wieder durchsichtige und absorbierende Kristalle nebeneinander behandelt werden. Besonders interessant ist die Besprechung der „Absorptionsbüschel" mit prächtigen Aufnahmen der „Windungsachsen" *(Voigt, Berek)* am Andalusit. Daran schließt sich sodann eine „Diagnostik der Indikatrix im durchfallenden Licht", wobei besonders die qualitativen und quantitativen Untersuchungsmethoden mit Hilfe des Universaldrehtisches besprochen werden.

Mit Recht nehmen dann einen größeren Raum die „Beobachtungen und Messungen im senkrecht reflektierten Licht" ein. In diesem Kapitel, dem auch ein Abschnitt: „Beobachtungen und Messungen" im schräg reflektierten Licht folgt, steckt ja der größte Teil von *Bereks* Lebensarbeit.

Einige praktische Übungsbeispiele beschließen das Buch.

Wenn in der Folge noch einige Bemerkungen und Wünsche angeschlossen werden, wollen diese durchaus nicht den Wert des Buches herabmindern, sondern sollen nur dazu dienen, bei einer nächsten Auflage kleine, noch anhaftende Schönheitsfehler zu entfernen.

Wenn auch Gründe der Pietät für die Beibehaltung der im wesentlichen von *Rinne* stammenden, kristallographischen Darstellungen sprechen, wäre gleichwohl

gerade in diesen Belangen eine durchgreifende Umarbeitung von Vorteil gewesen. So ist es aus kristallphysikalischen Gründen heute kaum mehr angebracht, die „Drehspiegelachse" sozusagen als allein maßgebend hinzustellen und die „Inversionsachse" als überflüssig beiseite zu schieben. Gerade die zwei vielumstrittenen Kristallklassen *Schönflies* C_{3h} und D_{3h}, die von *Rinne* selbst dem hexagonalen System zugeteilt werden (*Laue*-Bilder), lassen sich sehr leicht mit einer I^6, nicht aber mit einer SSA^3 verstehen. Auffallend ist, daß die so überaus anschauliche und leicht überblickbare Darstellung der Schwingungsverhältnisse in einem doppelbrechenden Kristall wie sie durch *Beckes* Skiodromen gegeben ist, zwar flüchtig angedeutet wird (Abb. 207 und 223), aber mit keinem Wort Erwähnung findet. Auch die Behandlung der Drehtischmethoden würde damit wesentlich erleichtert. Es ist auch nicht recht einzusehen, worin der Vorteil liegen soll, daß bei einem Gips- oder Glimmerplättchen nicht die Längsrichtung dieses Plättchens (n_α), sondern die Querrichtung (n_γ) zur weiteren Bestimmung herangezogen wird. Die einfachen, alten Merkregeln werden dabei durchbrochen. Die Achsenwinkelbestimmung „in Anlehnung an *F. Becke* und *F. E. Wright*" ist bestimmt nicht einfacher als die *Becke*sche Originalmethode, besonders, wenn man das Schraubenmikrometerokular zu Hilfe nimmt (*Tertsch*, Zbl. Min. (A) *1940*, 166). Auch wäre es vorteilhaft, wenn man weniger sparsam mit den Literaturangaben gewesen wäre. Die Namen allein sind als Literaturnachweis doch allzu dürftig.

Zusammenfassend muß die endliche Herausgabe der zweiten Auflage von *Rinne-Berek* als wertvolle Bereicherung der kristalloptischen Literatur begrüßt werden. Die Buchausstattung ist vorzüglich. Es wäre zu wünschen, daß das Buch weiteste Verbreitung fände.

H. Tertsch, Wien.

Geochemie. Von *A. A. Saukow*. Übersetzung aus dem Russischen. Mit 40 Übersichtstafeln, 311 S. Berlin: VEB Verlag Technik. 1953.

Der bekannte russische Geochemiker hat ein originelles Lehrbuch über Geochemie verfaßt, das uns jetzt in deutscher Übersetzung vorliegt. Neben den klassischen Ergebnissen der Geochemie und Kristallchemie werden in durchaus neuartiger Weise vor allem die Migration der Elemente und ihre Assoziation in der Erdrinde besprochen. Naturgemäß haben dabei die Anschauungen und Forschungen russischer Geochemiker besondere Berücksichtigung gefunden, so die Theorie von *A. E. Fersmann* über die Energiebilanz im Kristallgitter, ferner seine „Paragen"-Theorie (betreffend die korrigierten Energiekoeffizienten) und die Hypothese von *S. S. Smirnow* über die pulsierende Tätigkeit magmatischer Herde. Wertvoll ist das Schlußkapitel über die „Geochemie des Quecksilbers", in dem der Verfasser über seine eigenen wichtigen Forschungen berichtet. Im Literaturverzeichnis ist vor allem das moderne russische Schrifttum berücksichtigt worden, aber auch eine Anzahl von Übersetzungen fremdsprachiger Arbeiten und Bücher in das Russische. Bei einer kommenden Auflage wäre zu wünschen, daß hiebei auch die außerrussische geochemische Literatur stärker miteinbezogen und daß dem Buche ein Sachverzeichnis beigegeben wird.

Jedenfalls kann nicht nur der Geochemiestudent, sondern auch der forschende Geochemiker, Mineraloge und Geologe viel Neues von dem Verfasser lernen.

H. Haberlandt, Wien.

Praktische Edelsteinkunde. Von *W. Fischer*. („Opuscula mineralogica et geologica": III. Band.) Kettwig/Ruhr: G. Fellner-Nottuln. 1953.

Ein ausgezeichnetes Buch, mit dem ein Fachmann mit großer praktischer Erfahrung die Literatur über Edelsteine in willkommener Weise bereichert. Klar

und einfach geschrieben, ist es in erster Linie für alle, die sich beruflich mit Schmuck- und Edelsteinen befassen (Schleifer, Juweliere und Schüler der einschlägigen Fachschulen) berechnet, doch werden auch weitere Kreise, wie Liebhaber, Sammler und auch Fachmineralogen viel Interessantes entnehmen können.

Zum besseren Verständnis stellt der Verfasser Kapitel über „Allgemeine Edelsteinkunde" voraus, wie kurze Hinweise auf Kristallstruktur, kristallographische Formenlehre sowie auf physikalische Eigenschaften, wo besonders die Abschnitte über Härte, Schleif- und Poliermittel für den Praktiker von Wichtigkeit sind. Ausführlich wird im Abschnitt „Elektrisches Verhalten" die Piëzoelektrizität des Quarzes wegen des Ultraschalles besprochen. Ein größeres Kapitel führt in die Kristalloptik ein und vermittelt u. a. das Wichtigste über Lichtbrechung, Glanz, Farbe, Pleochroismus bis zur Lumineszenz.

Die zweite Hälfte des Buches ist der „Speziellen Edelsteinkunde" gewidmet. Alle gebräuchlichen Steine werden, nach der „Wichtigkeit" geordnet, besprochen. Nach Angabe der kristallographischen, optischen und chemischen Eigenschaften, der bedeutendsten Fundorte usw. sind dann die vielen praktischen Hinweise, wie der Stein zu schleifen, polieren und zu gravieren ist, von besonderem Wert, wobei der Verfasser nebst den eigenen Erfahrungen auch solche von Praktikern verarbeitet. Auf die Unterscheidungsmöglichkeiten gegenüber ähnlichen Steinen wird aufmerksam gemacht.

In einem eigenen Abschnitt sind die synthetischen Edelsteine besprochen und schließlich die Glassteine, Kunststoffe und Dubletten. Fünf Tabellen (über Härte, Dichte, Brechungszahl usw.) und ein ausführlicher Index beschließen das wertvolle Buch, das nur bestens empfohlen werden kann. Neunzig Abbildungen und drei Tafeln ergänzen den Text.

A. Köhler, Wien.

Geochemistry. Aus dem Nachlaß von *V. M. Goldschmidt,* herausgegeben von *A. Muir.* Mit 96 Tab., 730 S. Oxford: Clarendon Press. 1954. 63 s.

Aus dem Nachlaß des großen norwegischen Geochemikers lagen eine Reihe von unabgeschlossenen Manuskripten vor, welche nun zusammen mit einigen grundlegenden früheren Arbeiten *V. M. Goldschmidts* unter der Mitwirkung von früheren geochemischen Mitarbeitern von dem Herausgeber *A. Muir* in dem vorliegenden Buche in dankenswerter Weise veröffentlicht wurden.

Das Buch gliedert sich in einen allgemeinen Teil, der Auszüge aus den geochemischen Verteilungsgesetzen, der Kristallchemie und den Artikel: „Quantitative Geochemie" umfaßt und einen besonderen Teil, der die Geochemie der einzelnen Elemente bespricht.

In diesem zweiten Teil finden sich neben vielen quantitativen Angaben über die Gehalte der Elemente in Mineralien und Gesteinen (in Tabellenform) auch zahlreiche neue bisher unveröffentlichte Beobachtungs- und Untersuchungsergebnisse von *V. M. Goldschmidt* angeführt. Von besonderem Interesse sind auch Angaben über die technische Verwertung bei vielen seltenen Elementen. Mit besonderer Liebe hat der Altmeister der Geochemie die interessante Gruppe der Seltenen Erden bearbeitet. Auch das Kapitel über das geochemische Verhalten und das Vorkommen des Urans ist von großem Interesse und von besonderer Aktualität. Von dem bekannten schwedischen Geochemiker *S. Landergren* wurde der Abschnitt über die Geochemie des Phosphors geschrieben. Bei der Schrifttumsübersicht konnten leider die letzten einschlägigen Arbeiten seit ungefähr 1951 nicht mehr berücksichtigt werden. Druck und Papier lassen nichts zu wünschen übrig.

Das letzte Buch *V. M. Goldschmidts* wird der Geochemiker, Mineraloge, Kristallchemiker, Petrograph und Geologe nicht nur aus Pietät für den verstorbenen Begründer der Geochemie, sondern auch zur willkommenen Ergänzung der vorhandenen Literatur lesen müssen. *H. Haberlandt,* Wien.

A Study of Tectonic Style. Structural Investigation of a Marble-Quarzite Complex in southern California. Von *L. E. Weiss.* (University of California Publications in Geological Sciences: Band 30, Nr. 1.) Mit 63 Textabb., 11 Bildtafeln, III, 80 S. Berkeley und Los Angeles: University of California Press. 1954. $ 1.50.

In dieser unter Leitung von *Turner* an der California-Universität ausgeführten Arbeit legt der Autor eine rein gefügekundliche Untersuchung einer wenig mächtigen Einlagerung von Marmoren, Quarziten, Glimmerschiefer und Gneisen im Dach eines Granodioritmassivs von Barstow und Hinkley in der Mojave-Wüste Südkaliforniens vor. Der Autor wollte keine umfassende regional-tektonische Darstellung des Gebietes durchführen, sondern nur den *tektonischen Stil,* die Bauart vor allem des Marmor-Quarzitkomplexes ergründen, wozu er das Makrogefüge (Schieferung, Klüftungen, Verwerfungen, Lineargefüge, Faltenachsen) und das Korngefüge nach den Methoden *Sanders* sehr eingehend studierte. Das Gefüge ist durch Einengung senkrecht auf B entstanden, die Bewegung erfolgte in B mit axialer Bewegungssymmetrie (B-Tektonite im Sinne *Sanders*). *Weiss* nennt diese Bewegung in B „achsiales Fließen". Die gesamte Darstellung ist überaus klar und leicht verständlich gehalten, sie wird durch zahlreiche Zeichnungen, und Gefügediagramme sehr wesentlich unterstützt. Auf 11 Tafeln sind Photographien von Aufschlüssen und Dünnschliffen mit den entsprechenden Achsenverteilungsplänen gebracht, die dieser Studie auch allgemeinen Wert verleihen.

H. Leitmeier, Wien.

Nachrichten.

In Wien verschied am 20. Dezember 1953 nach langem, schwerem Leiden Kommerzialrat Baurat h. c. Dr. *Karl Reichert,* Teilhaber und wissenschaftlicher Leiter der Optischen Werke C. Reichert A. G., kurz nach Vollendung des 70. Lebensjahres.

Am 29. Dezember 1953 starb in Wolkersdorf bei Wien der emeritierte o. Professor an der ehemaligen Deutschen Universität in Prag Dr. *Michael Stark* nach langem, schwerem Leiden; Prof. *Stark* war Mitglied der Leopoldinisch-Carolinischen Deutschen Akademie der Naturforscher in Halle an der Saale und der ehemaligen Deutschen Akademie der Wissenschaften in Prag.

Hofrat Prof. Dr. *H. Tertsch* wurde auf der Jahrestagung 1953 der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Leoben zu deren Ehrenmitglied gewählt.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien.

Der Granit von Plöcking (Typus Mauthausen) aus dem oberösterreichischen Mühlviertel.

Von

Heinz Scharbert.

Mit 3 Textabbildungen.

(Eingelangt am 10. Juni 1954.)

Anläßlich meiner Untersuchungen über die Ganggesteine des Großen Mühltales (spätere Arbeit), hatte ich Gelegenheit, mir auch den Plöckinger Granit anzusehen. Beim Bau des Kraftwerkes Partenstein wurde er beim Vortrieb des Druckstollens angefahren. *Kölbl* (1925) gab eine mikroskopische Beschreibung sowie Untersuchungsergebnisse über die Klüftungsverhältnisse und die Störungszonen, *Exner* (1954) im Zuge einer Spezialstudie ebenfalls eine kurze Dünnschliffbeschreibung.

Der Granitstock, den man zum Mauthausener Typ stellen muß (*Graber* 1933, *Köhler-Marchet* 1941, *Waldmann* 1951), liegt im nordwestlichen Teile des Blattes Linz-Eferding (*Schadler* 1936—39) und hat eine rundliche Gestalt (NS- sowie EW-Erstreckung etwa 4 km). Im Norden, Westen und Südwesten legt sich mit scharfer Grenze ein Amphibol-Titanit-Mischgranit (*Graber* 1929, 1933, *Köhler* 1948 b, *Jäger* 1953 u. a.) mit teils stark angereicherten, großen, rötlichen Kalifeldspaten um den Plöckinger Granit. Im Osten liegt Perlgneis und etwas Weinsberger Granit, der vom Mauthausener abgeschnitten wird (*Schadler* l. c.). Im Südteile des Granitstockes sind zwei große Steinbrüche in Betrieb.

Das Gestein ist ein richtungslos-mittelkörnig struierter Biotitgranit, wobei auch Muskovit in geringen Mengen vorhanden ist (etwa 20 : 1). Auffallend ist seine große Einförmigkeit, höchstens daß man ab und zu bis 4 mm große Biotite findet, während sich ansonsten dieses Mineral um 0·3 bis 2 mm Größe bewegt. Der Quarz ist grau, in kleinen Nestern angesammelt, der Kalifeldspat tritt durch größere Spaltflächen hervor und umwächst die anderen Bestandteile. Plagioklas ist reichlich vorhanden. Unter dem UV-Licht fluoreszieren die Feldspate schwach, jedoch deutlich violettblau, manche Plagioklase

sind durch hellblaue Farbe zu erkennen. Im allgemeinen sind die Lumineszenzerscheinungen schwächer als beim Weinsberger Granit, der zum Vergleich herangezogen wurde (*Haberlandt-Köhler* 1940).

Das mikroskopische Bild zeigt Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Biotit, Muskovit, Apatit, Chlorit, Titanit, wenig oxydisches Eisenerz sowie Zirkon. Dazu tritt Myrmekit. Das Gefüge ist ausgesprochen richtungslos, keine Anzeichen von Schieferung sind zu bemerken, auch fehlen Bewegungserscheinungen.

Quarz erscheint in teilweise großen, immer xenomorphen Körnern, manchmal zu Gruppen aggregiert. Er ist von wenigen Rissen durchzogen und löscht sehr selten schwach undulös auf. Flüssigkeitseinschlüsse sind sehr zahlreich, auch führt Quarz Einschlüsse von idiomorphem Biotit, Plagioklas sowie Apatit.

Plagioklas, der Hauptbestandteil, ist immer ausgesprochen idiomorph entwickelt. Die Querschnitte sind teils gedrungen, teils langgestreckt. Flächenausbildung: (010), (110), ($1\bar{1}0$), ($\bar{2}01$), (001). Zwillingsbildungen treten nach dem Karlsbader- und Albitgesetz auf, auch gibt es Komplexzwillinge nach Albit-Karlsbad. Das Periklingesetz scheint zu fehlen. In überwiegenden Fällen ist ein prachtvoller Zonarbau entwickelt. Die Grenzen der Zonen setzen scharf gegeneinander ab. Auch auf (010) ist er zu beobachten. *Kölbl* (1925) gab in Schnitten $\perp \alpha$ An-Gehalte von 22% für den Kern und 14% für die Hülle an. *Exner* (1954) bestimmte im Kern 26 bis 27% An, in der Hülle 12 bis 15% An. Ich habe folgende Meßresultate:

In Schnitten $\perp$ MP: Kern 26 bis 29% An, eine Mittelzone 20 bis 21% An, Hülle 12 bis 17 % An.

Nach anderen Methoden (U-Tisch, maximale Auslöschung) vorgenommene Messungen ergaben dieselben Resultate. An manchen Plagioklaskörnern konnten Rekurrenzen festgestellt werden. Um Kerne von 26 bis 29% An legen sich Zonen von 33 bis 34% An.

Sehr auffallend ist die ausnehmend starke Füllung der Plagioklase, auf deren Verhältnisse *Exner* schon eingegangen ist (1954). Nicht selten werden neugebildete Muskovitschuppen beträchtlich groß. Der Hinweis *Exners,* daß „sich die Mirkolithen in einem respektablen Abstand von diesen Großkornmuskoviten im basischen Plagioklaskern halten", konnte auch hier bestätigt werden. Im durchfallenden Lichte sind die Füllungen graubraune Massen. Wenn auch manchen Körnern die Füllung fehlt, so sind doch neugebildete Muskovite fast immer zu sehen. Die Trübung ergreift immer nur die Kerne und die inneren Zonen (Zonarbau schimmert durch), während der Rand frei davon bleibt. Teilweise scheinen sekundäre Anwachs-

hüllen vorzukommen, da an manchen Stellen nur 9% und noch weniger Anorthit gemessen wurde.

Der *Kalifeldspat* ist Lückenfüller, also letzte Bildung. Wir haben Mikroklin vor uns. Scharfe Gitterung zeichnet ihn aus. Wenn auch die Gitterung mitunter nicht ein ganzes Korn ergreift, so scheint auch an den gitterungsfreien Stellen „triklinisierter Orthoklas" vorzuliegen (*Paraskevopoulos* 1953, mit zahlreicher Literatur). Die ursprünglich ausgeschiedenen Orthoklase hatten also Zeit, sich in Mikroklin umzuwandeln. Auf diese Verhältnisse wird noch a. a. O. näher eingegangen werden. Der Mikroklin zeigt keine Spur von Idiomorphie, er umschließt die anderen Gemengteile. $n'_\alpha/a = 8^0$, $2\,V_\alpha$ 76^0 bis 88^0. Er führt Aderpertit, wobei die Albitkomponente auch gefüllt sein kann, wie es *Exner* (1954) aus dem Granit von Aschach beschreibt (p. 315). Aus den unten angeführten Analysen läßt sich ein Albitgehalt des Mikroklins von etwa 12 Molekularprozenten berechnen.

An den Intergranularen zwischen Kalifeldspat und Plagioklas ist oft *Myrmekit* zu beobachten, dessen Plagioklas ein saurer Oligoklas ist. Wir beobachten zwar einen „Auslaugungsrand" am Plagioklas, an dem die Zwillingslamellen aufhören, was für prämikroklines Alter nach *Drescher-Kaden* (1948) sprechen würde, jedoch fehlen die Einschlüsse von myrmekitisiertem Plagioklas im Mikroklin (die Plagioklaseinschlüsse haben keinen Myrmekit) und außerdem wurde das Hineinwachsen des Myrmekits in den Kalifeldspat beobachtet. Es ist also mindestens ein Teil des Myrmekites postmikroklin.

An Glimmermineralien findet man sowohl *Biotit* als auch *Muskowit* (letzterer ohne Zusammenhang mit der Plagioklasfülle, sondern primär). Die Formen des Biotites sind meist lappig, nicht so groß wie Plagioklas, manchmal Andeutungen von Idiomorphie. Der Pleochroismus ist stark: $\gamma = \beta =$ schokoladebraun mit rötlichem Stich. $\alpha =$ blaßbräunlichgelb. $\gamma - \alpha = 0{\cdot}061$. Zahlreiche Einschlüsse von Apatit und Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Manchmal ist Biotit mit Muskovit parallel verwachsen. Muskovit ($\gamma - \alpha = 0{\cdot}033$) tritt in vereinzelten Individuen auf, wobei, wie schon erwähnt, zwischen den hier beschriebenen Muskoviten und denen der Plagioklasfüllung unterschieden werden muß.

Als Umwandlungsprodukt des Biotites findet man *Chlorit* mit Titanitausscheidungen. Deutlich ist zu beobachten, daß die Chloritisierung von den Spaltrissen des Biotites ausgeht, wo sich dann auch der Titanit ansiedelt (Abb. 1). Der Chlorit hat gerade Auslöschung, der Pleochroismus: $\gamma' =$ grün, $\alpha' =$ gelblich. Er zeigt anormale Interferenzfarben (violettblau) und ist einachsig negativ (Pennin).

Apatit und *Zirkon* sind meist im Biotit eingeschlossen. Eisenerze liegen verstreut. Im großen und ganzen werden große Ähnlichkeiten

zu dem von *Maroscheck* beschriebenen Mauthausener Granit vom Wiener Graben offenbar.

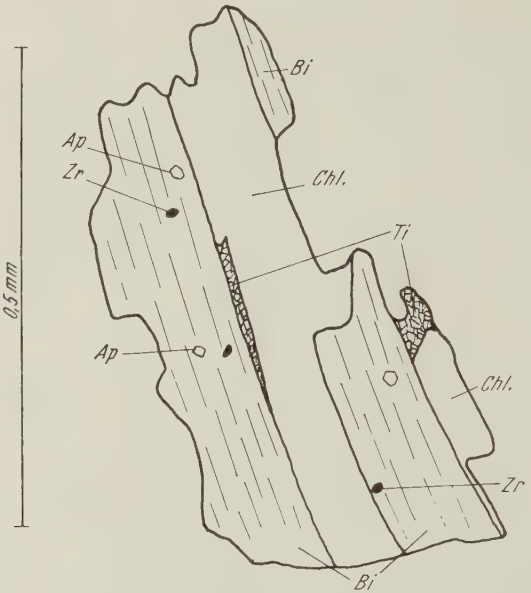


Abb. 1. Chloritisierung des Biotites unter Titanitausscheidung.

Der Plöckinger Granit, zu dessen Analyse etwa 5000 g Material aus dem Steinbruch der Fa. Kastner und Co. gepulvert wurden, hat folgende Zusammensetzung:

SiO_2	69,24%	11.529
TiO_2	0,22%	28
Al_2O_3	17,37%	1.704
Fe_2O_3	0,26%	16
FeO	2,51%	349
MnO	sp.	—
MgO	0,78%	194
CaO	1,94%	346
Na_2O	3,39%	547
K_2O	4,05%	430
H_2O+	0,43%	239
P_2O_5	0,08%	6
ZrO_2	0,04%	3
Summe:	100,31%	

Spez. Gew.: 2,662

Projektionswerte nach Niggli-Becke Marchet:

si	320	ξ	74,5
qz	112	η	57
al	47,5	ζ	36,5
alk	27,0	or	3,9
c	9,5	ab	4,1
fm	16,0	an	1,3
k	0,45	ab—or	+0,8
mg	0,34		

Projektionswerte nach Köhler-Raaz:

qz	+54
F	26
fm	20
F-fm	+6

Die Analyse wurde auf den Mineralbestand umgerechnet. Außerdem wurde eine volumetrische Analyse mittels des Integrationstisches durchgeführt:

	Gew.-% (p)	d	$\frac{p}{d}$	Vol.-%		Vol.-% (gemessen)
Apatit	0,19	3,2	0,07	0,19		0,2
Zirkon	0,06	4,5	0,01	0,02		—
Titanit	0,55	3,45	0,16	0,42		0,53
Magnetit	0,19	5,15	0,04	0,10		0,08
Plagioklas	34,45	2,65	13,00	34,35	43,44	42,98
Kaolin	9,00	2,62	3,44	9,09		
Mikroklin	24,16	2,54	9,51	25,13		23,36
Biotit	7,07	3,00	2,36	6,24		6,40
Muskovit	0,24	2,85	0,09	0,24		0,3
Quarz	24,40	2,65	9,17	24,23		26,17
Summe:	100,31		37,85	100,01		100,02

Daraus errechnete Dichte: 2·650.

Für die Plagioklase wurde eine Durchschnittszusammensetzung von 23% An angenommen, wie es aus der *Marchet*schen Projektion ersichtlich ist. (siehe unten, Abb. 2). Der nach der Apatit- und Titanitverrechnung übriggebliebene CaO-Wert wurde mit der entsprechenden Menge Na_2O und Al_2O_3 als Plagioklas verrechnet. Der Na_2O-Rest geht in den Mikroklin. Vor allem ist der starke Tonerdeüberschuß ins Auge springend, der wohl auf die mitunter sehr stark werdende Füllung der Plagioklase zurückzuführen ist. Er wurde als Kaolin verrechnet und in der Volumsprozentberechnung zur Gänze zum Plagioklas geschlagen, wodurch man eine gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Integrationstischmessung erhält, da ja selbstverständlich bei dieser auch die gefüllten Plagioklase zur Gänze zum Plagioklas gezählt wurden [1]. Eine Differenz zwischen dem errechneten und dem gemessenen Mikroklingehalt ist auf den K_2O-Gehalt der Plagioklase zurückzuführen, der sich in den Füllungsmuskoviten findet. Diese wurden mit dem Integrationstisch zum Plagioklas gezählt. Der dadurch resultierende höhere K-Gehalt wurde mit dem Mikroklin verrechnet. Es wurden nur die Muskovite außerhalb der Plagioklase gemessen. Biotit wurde nicht in althergebrachter, jedoch fehlerhafter Weise als Mischkristall von

[1] Allerdings zu wenig H_2O, um der Kaolinformel gerecht zu werden.

$2\,H_2O\,.\,K_2O\,.\,Fe_2O_3\,.\,4\,SiO_2$, $2\,H_2O\,.\,K_2O\,.\,2\,Al_2O_3\,.\,4\,SiO_2$ und Olivin verrechnet, sondern gleich nach seiner Allgemeinformel *(Machatschki)*.

Im Zuge der geologischen und petrographischen Durcharbeitung des außeralpinen Grundgebirges Österreichs und des angrenzenden

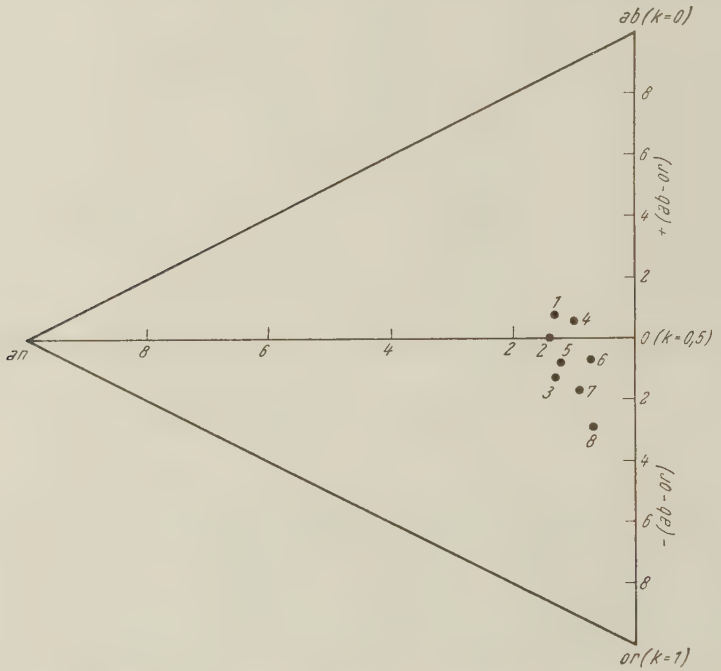


Abb. 2. Feldspatdreieck nach Marchet: 1 Plöcking, 2 Mauthausen, 3 Schärding, 4 Schrems, 5 Weinsberger Granit, (Schwertberg). 6 Eisgarner Granit (Grillensteiner Wald b. Gmünd), 7 Eisgarner Granit (Falkendorf), 8 Mauthausener Granit (Freudensee, Hauzenberger Massiv).

Passauer Waldes sind auch von verschiedenen Spielarten des Mauthausener Granites Analysen gemacht und Gesteinsbeschreibungen publiziert worden. So wurde von *Maroschek* (1933) der Granit vom Wiener Graben, von *Horninger* (1936) der Schärdinger Granit („Stuag"-Steinbruch), von *Köhler* und *Freh* (1934) der Schremser Granit beschrieben. *Cloos* (1927) gibt eine Analyse des Hauzenberger Granits an, den *Köhler* (1941) unter den Mauthausener Typen erwähnt. Dasselbe gilt vom „Tittlinger Granit". *Cloos* schreibt: „Muskovitbildung aus Biotit ist auch hier verbreitet, schwankt aber in weiten Grenzen. Viel Mikroklin, schöne Myrmekitbildungen, schön zonare Plagioklase, undulöse Quarze — das sind Merkmale, die sie" (die feinkörnigen Typen) „mit den gröberen Varietäten teilen (Granit von Wotzdorf bei Hauzenberg)" (1927, S. 28). Und auch die gröberen

Varietäten haben nach den angeführten Schliffbeschreibungen Merkmale des Mauthausener Granites. Eine Zusammenstellung der Projektionswerte aller bisher analysierten Wald- und Mühlviertelgranite nach *Niggli-Becke-Marchet* findet man in *Köhler-Marchet* (1941). Der Hauzenberger Granit ist nicht angeführt. Es treten bei Mauthausener Graniten keine entscheidenden chemischen Unterschiede zutage. Im allgemeinen ist der Chemismus dem yosemitischen Magmentyp *Nigglis* entsprechend, doch sind Abweichungen gegen den rapakiwitischen Typ festzustellen (höheres *fm* beim Schärdinger Granit, tieferes *c* beim Schärdinger und Plöckinger Granit). Die *al*-Zahl meiner Analyse übersteigt noch die vom aplitgranitischen Magmentyp. Die *si*-Werte bewegen sich auch in den erforderlichen Grenzen (320 beim Plöckinger, 407 beim Hauzenberger Granit). Die *k*-Zahl ist hoch (beim Hauzenberger sogar 0·66, entspricht 6·46% K_2O), *mg* kann über 0·40 ansteigen, gegen die mg-Zahl des granodioritischen Typus abweichend. Im Feldspatdreieck nach *Marchet* ist eine gute Übereinstimmung der gemessenen An-Gehalte mit der Plagioklasnorm ersichtlich. Der K_2O-ärmste Plöckinger Granit liegt oberhalb der Linie *an-O*, während die meisten anderen unterhalb dieser Linie zu liegen kommen (Abb. 2).

Über das Mineralbestandsverhältnis gibt folgende Zusammenstellung Aufschluß:

	Plöcking	Wiener Graben	Schärding
Plagioklas	42·98%	38·5%	23·0%
Mikroklin	23·36%	30·5%	38·5%
Biotit	6·4 %	7·0%	10·0%
Muskovit	0·3 %	0·5%	3·5%
Quarz	26·17%	23·0%	25·0%

Der Plagioklasgehalt sinkt von links nach rechts (CaO und Na_2O sinken). Im selben Sinne steigt der Kalifeldspatgehalt (*Horninger* gibt Orthoklas an), dementsprechend ist ein Ansteigen von K_2O zu erkennen. MgO steigt im Sinne der Biotitzunahme. Der Klassifizierungsversuch nach dem Mineralbestand *(Tröger)* ergibt eine Stellung aller drei Granite zwischen Yosemitit und Normalgranit, wobei bei Plöcking eine starke Abweichung im Plagioklasgehalt zu verzeichnen ist. (Eine Abweichung gegen Granodiorit?)

Noch besseren Aufschluß über die chemischen Verhältnisse gibt die Projektionsmethode nach *Köhler-Raaz* (Abb. 3). Hier ist sofort ein Abweichen des Projektionspunktes des Plöckinger Granites gegen das Sedimentfeld zu verzeichnen, was auf den Tonerdeüberschuß zurückzuführen ist. Die Methode *Niggli-Becke* ist in dieser Hinsicht weit weniger empfindlich. Die Projektionspunkte fallen i. a. schön

in den sauren Bereich der pazifischen Tiefengesteinskurve. Wiener Graben ist durch höheren Alkaligehalt gegen den *F*-Pol verschoben, beim Schärdinger tritt auch Al-Überschuß zutage. Der Granit von Schrems ist kieselsäurereicher, daher sein Abweichen gegen + *qz*. Zum Vergleich wurden die beiden Eisgarner Analysen (*Köhler* 1931,

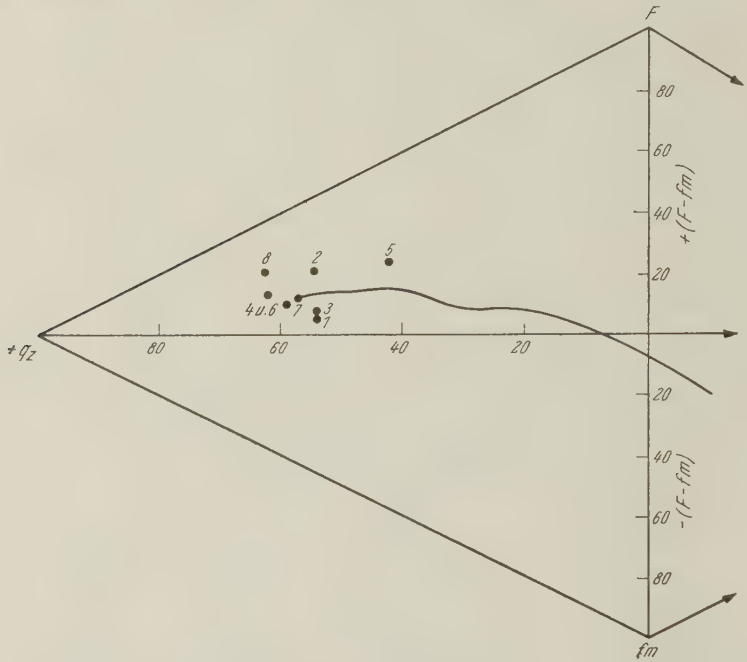


Abb. 3. Projektion nach Köhler-Raaz: Ziffernbez. wie Abb. 2. —— Pazifische Tiefengesteinskurve.

Köhler-Marchet 1941) und die bisher einzige Analyse von Weinsberger Granit (*Maroscheck* 1933) hineinprojiziert. Die Eisgarner Typen sind saurer, der Weinsberger Granit kieselsäureärmer, dafür aber alkali-, besonders kalireicher (*Köhler* 1948 b).

Zusammenfassung.

Wenn wir die Ergebnisse überschauen, so kommen wir zu dem Schluß, daß der Plöckinger Granit ein ausgesprochenes Schmelzflußgestein ist, und zwar erfolgte die Verfestigung in Ruhe. Auch nach der Erstarrung war das Gestein keinen Bewegungen ausgesetzt. Der Granit ist durch Armut an flüchtigen Stoffen ausgezeichnet, da Pegmatite fehlen. Dies ist i. a. typisch für den Mauthausener Granit (*Köhler* 1948 b, *Waldmann* 1951). Die Füllung der Plagioklase ist auf jeden Fall postmikroklin, da auch die Albitadern der Mikroklin-

perthite teilweise gefüllt sind (*Exner* 1954, mit Hinweisen auf andere ähnliche Vorkommen).

Wir haben also einen Schmelzflußgranit vor uns (ob juvenil-magmatisch oder palingen erstarrt, darauf kann noch nicht näher eingegangen werden. Stoffassimilation hat auf jeden Fall eine Rolle gespielt) mit deutlicher Ausscheidungsfolge: Akzessorien, Biotit (etwas resorbiert), Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat. Die Kalifeldspatausscheidung erfolgte deutlich nach der Quarzbildung. Myrmekitbildungen und Plagioklasumwandlungen, ferner Albitsaumbildungen schließen sich an die Erstarrungsfolge an. Der Myrmekit ist sicher postmikroklin, da die Kalifeldspate nicht metasomatisch gesproßt, sondern magmatisch gewachsen sind und unter diesen Voraussetzungen sich wohl kaum Myrmekit bilden konnte.

Diese Studie stellt nur ein kurzes Untersuchungsergebnis dar. Auf die genetischen Verhältnisse wird a. a. O. näher eingegangen werden, im Zuge der Bearbeitung der Ganggesteine und der Mischgranite im Gebiete des Plöckinger Granitstockes.

Literatur.

Cloos, H., und Mitarbeiter (1927), Die Plutone des Passauer Waldes. Monogr. z. Geol. und Pal. II/3. — *Drescher-Kaden, F. K.* (1948), Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Springer, Berlin-Göttingen-Heidelberg. — *Exner, Chr.* (1954), Über Muskovit-Epidot-Albitkornbildung im Mauthausener Granit. T. M. P. M. 4, S. 312. — *Graber, H. V.* (1929), Die Redwitzite und Engelburgite als Mischformen von Amphibolit und Granit. Mitt. geol. Ges. 22, S. 16. — *Graber, H. V.* (1933), Vergleichende granittektonisch-petrographische Beobachtungen im Passauer Wald und Mühlviertel. N. Jb. Min., Beilbd. 66, S. 133. — *Haberlandt-Köhler* (1940), Lumineszenzuntersuchungen an Feldspaten und anderen Mineralien mit Seltenen Erden. Chem. d. Erde 13, S. 363. — *Horninger, G.* (1936), Der Schärdinger Granit. T. M. P. M. 47, S. 26. — *Jäger, E.* (1953), Der Chemismus der Mischgesteine von Landshaag (O.-Ö). Anz. Ak. Wiss. (math.-natw. Kl.), Nr. 5, S. 77. — *Köhler, A.* (1931), Der Granit „Typus Eisgarn" im nordwestlichen Waldviertel. Sb. Ak. Wiss. (math.-natw. Kl.) 140, S. 847. — *Köhler, A.* (1948 a), Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Gesteinsgenesis. T. M. P. M. 1, S. 51. — *Köhler, A.* (1948 b), Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. T. M. P. M. 1, S. 175. — *Köhler-Freh* (1934), Geologische und petrographische Untersuchungen an Erstarrungsgesteinen des n. ö. Waldviertels und seiner Randgebiete. (III. Bericht, neue Analysen.) Anz. Ak. Wiss. (math.-natw. Kl.), Nr. 1, S. 1. — *Köhler-Marchet* (1941), Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels und seiner Randgebiete. Fschr. Min. etc. 25. — *Kölbl-Beurle* (1925), Geologische Untersuchungen an Wasserkraftstollen im oberösterreichischen Mühlviertel. Jb. geol. B. A. 75, S. 331. — *Maroscheck, E. F.* (1933), Beiträge zur Kenntnis des Granites von Mauthausen (O.-Ö.). T. M. P. M. 43, S. 375. — *Paraskevopoulos, G. M.* (1953), Beitrag zur Kenntnis der Feldspate der Tessiner Pegmatite. T. M. P. M. 3, S. 191 (Literatur!). — *Schadler* (1936—1939), Aufnahmsberichte auf Blatt Linz-Eferding (4652). Verh. geol. B. A. — *Waldmann, L.* (1951), Das außeralpine Grundgebirge in „Geologie von Österreich von F. X. Schaffer". Deuticke. Wien, S. 10 bis 104.

Aus dem Karolinen-Kinderspital der Stadt Wien (Vorstand: Prof. Dr. *Solé*).

Die Stagoskopie in der Mineralogie.

Von

Alphons Solé.

Mit 10 Textabbildungen.

(Eingelangt am 22. Juni 1954.)

Vorerst sei das Wesen und die Bedeutung der von uns als *Stagoskopie* (Tropfenschau) bezeichneten Methode dargelegt. Ursprünglich wurde diese Methodik von uns für ein neuartiges quantitatives chemisch-analytisches Verfahren angegeben (Lit. 1). In der Folge konnten wir sie aber auch auf kolloidchemische, biologische und medizinische Fragestellungen ausdehnen und mit ihr sehr interessante Ergebnisse erzielen (Lit. 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, dort auch Literatur und Technik).

Das Wesen der Stagoskopie besteht darin, daß die Tracht der Kristalle, in erster Linie des Kochsalzes, die in einer Körperflüssigkeit vorhanden sind, durch die kolloiden Bestandteile der Umgebung (Eiweiß, Schleim usw.) in charakteristischer Weise beeinflußt wird. Dies wird im sogenannten *Stagogramm* zum Ausdruck gebracht. Es ist dies ein kleinster, mittels einer Platinöse (1 bis $1^1/_2$ mm) auf einer vollkommen planen und sauberen Glasunterlage (Objektträger oder größeres Deckglas) gesetzter Tropfen der betreffenden Flüssigkeit, der bei einer relativen Feuchtigkeit von 50% und einer Raumtemperatur von 20 bis 25° C offen zur Verdunstung und Eintrocknung gebracht wird. Gewisse Säfte sind besonders empfindlich und das Gelingen der Stagogramme ist von der genauen Einhaltung der Feuchtigkeits- und Temperaturbedingungen abhängig (Liquor cerebrospinalis, Blutserum bis zu einem gewissen Grade), weniger empfindlich sind bereits die zum Nachweis der rhythmischen Kristallisationen von uns verwendeten *Influenzstagogramme* und auch die hier referierten Untersuchungen lassen einen breiteren, wenn auch nicht allzu breiten Spielraum der Bedingungen zu. Besonders zu achten ist jedoch auf *peinlichste* Sauberkeit der Instrumente (Auswaschen und Ausglühen der Platinöse nach jeder Einzeluntersuchung und vollkommen entfettete und gewaschene Glasunterlagen). Wärmekasten und Exsikkatoren sollen nicht verwendet werden.

In den so angefertigten Stagogrammen kommt es nun zum Auftreten von charakteristischen Bildern, die nicht nur für die einzelnen Säfte (Blutserum, Liquor cerebrospinalis, Tränen usw.), sondern auch für deren jeweiligen Ursprung (z. B. Blutserum von Säugetieren bzw. Vögel, Fischen usw.) bzw. deren pathologische Beschaffenheit bei bestimmten Erkrankungen (Lipoidnephrose, pathologische Liquores cerebrospinales usw.) bezeichnend sind.

In allen diesen biologischen bzw. medizinischen Anwendungsgebieten der Stagoskopie wurde die Tracht der Kristalle, in erster Linie des Kochsalzes, durch die natürlich in den Säften vorhandenen Kolloide beeinflußt. In der Folge gingen wir dazu über, die Beeinflussung einer 0·9%igen Kochsalzlösung durch verschiedene Kolloide experimentell zu untersuchen (Influenzstagogramm). Dabei zeigte es sich, daß die verschiedenen Kolloide (Eiweiß, Stärke, Gelatine, Gummi usw.) in relativ hoher Konzentration der Kochsalzlösung zugesetzt einen für jedes einzelne Kolloid charakteristischen Einfluß auf das Stagogramm ausüben. Geht man jedoch mit der Kolloidkonzentration herunter, so wird ein Punkt erreicht, wo die Verschiedenheit der einzelnen Kolloide verschwindet und ein ihnen allen gemeinsamer Effekt zutage tritt. So sehen wir z. B., daß es jetzt zum Auftreten der rhythmischen Kristallisationen des Kochsalzes kommt (Näheres bei Lit. 2).

In der Folge dehnten wir unsere Forschungen dahin aus, daß wir untersuchten, wie sich andere wasserlösliche Salze im Influenzstagogramm verhalten. Wir konnten feststellen, daß auch hier dasselbe Verhalten Gültigkeit hatte, wie es für das Kochsalz angegeben worden war. Beim Zusatz geringer Kolloidmengen konnten gewisse, *allen* Kolloiden gemeinsame Beeinflussungen der Kristallisationen festgestellt werden. Gewisse Salze zeigen wie das Kochsalz das Auftreten von rhythmischen Kristallisationen, interessanterweise vor allem die biologisch wichtigen Salze: KCl, $NaHCO_3$, daneben aber auch KBr, NaBr und $NaNO_3$. Die Methode zur Herstellung dieser Influenzstagogramme ist sehr einfach. Es wird zu 5·0 ccm der 1%igen wässerigen Salzlösung 0·1 ccm einer 5%igen Gummi-arabicum-Lösung zugesetzt und gut vermischt. Aus dieser Mischung werden nun mittels der Platinöse eine Reihe (zur Kontrolle und zur Eliminierung individueller Differenzen) von Stagogrammen gesetzt, eintrocknen gelassen und nachher mikroskopisch betrachtet. (Näheres über diese rhythmischen Kristallisationen bei Lit. 2).

Im Laufe dieser Untersuchungen war es uns aufgefallen, daß der geringe experimentelle Kolloidzusatz nicht nur auf die zur Ausbildung rhythmischer Kristallisationen befähigten Salze, sondern auch auf eine große Anzahl anderer wasserlöslicher Salze einen interessanten

Einfluß auszuüben vermag. Die Erörterung und Darlegung dieses Einflusses soll Gegenstand der vorliegenden Veröffentlichung sein. Bei dieser Gelegenheit möchte ich Herrn Prof. *Machatschki* für sein freundliches Interesse an diesen Ergebnissen meinen Dank aussprechen.

Stagoskopiert man eine 1%ige wässerige Lösung eines chemisch reinen Salzes (für alle Untersuchungen wird dieselbe 1 bis $^1/_2$ mm Durchmesser habende vollkommen in sich gerundete Platinöse benützt. Als Unterlage dienen am besten Deckgläser [zirka 22 × 34 mm]. Die übrigen Bedingungen siehe oben.), so kann man zwei verschiedene Arten des Auskristallisierens beobachten. Gewisse Salze kristallisieren am Rande des Tropfens in *der* Weise aus, daß die gesamte Circumferenz des Tropfens von kleinen Kristallen besetzt ist; das Zentrum hingegen ist vollkommen frei. Als Beispiel diene das Ammoniumoxalat sowie das Sublimat. Diese Art der Kristallisation im Stagogramm ist verhältnismäßig selten. Weitaus die Mehrzahl der wasserlöslichen Salze verhält sich stagoskopisch folgendermaßen: Zuerst kann man beobachten, wie sich der ursprüngliche Lösungstropfen durch die gemeinsame Wirkung von Verdunstung und Oberflächenspannung immer mehr verkleinert. Diese Verkleinerung erfolgt nicht fortlaufend, sondern findet sprunghaft statt, wobei man den Eindruck gewinnt, als würde die Circumferenz des Tropfens an einzelnen Stellen an der Unterlage festgehalten, bis sie sich dann plötzlich loslöst und ein jeweils verschieden großes Stück zentripetal zurückschnellt. Durch diese sprunghafte Retraktion des Tropfens erreicht der Tropfen schließlich jene Größe und das in ihm enthaltene Salz jene Konzentration, bei der es zum Auskristallisieren kommt. Es entstehen jetzt entweder direkt im Zentrum oder an einer Stelle der Peripherie einige wenige, relativ große Kristalle (Abb. 1, 3, 5, 7, 9). Diese Kristalle sind meist sehr wenig charakteristisch für das betreffende Salz.

Vollkommen anders verhalten sich diese Salzlösungen, wenn ihnen eine geringe Menge Kolloid beigemengt wird. Wir untersuchten im allgemeinen 1%ige wässerige Lösungen der reinen Salze, denen auf je 5 ccm 0·1 ccm einer 5%igen Gummi-arabicum-Lösung beigemengt wurde. Stellt man jetzt ein Stagogramm dieser Lösungen her, so kann man schon gleich beim Absetzen des Tropfens durch die Öse einen Unterschied gegenüber den kolloidfreien feststellen. Während die Tropfen der kolloidfreien Lösungen im allgemeinen klein sind, sich schwierig setzen lassen und sich sofort zu kontrahieren beginnen, sind die Tropfen der kolloidhaltigen Lösungen größer, leicht setzbar und zeigen nicht die geringste Retraktionsneigung, offenbar Zeichen herabgesetzter Oberflächenspannung. Es ist für die kolloid-

haltigen Lösungen bezeichnend, daß die Circumferenz des ursprünglichen Tropfens bis zur völligen Austrocknung durchwegs im gleichen Umfange erhalten bleibt. Es kommt zu keiner Retraktion, daher auch zu keiner lokalisierten Konzentration des gesamten Salzes in der Restlösung. Das Salz kristallisiert daher bei der Verdunstung an Ort und Stelle aus. Dies tut es aber nicht (mit Ausnahme einiger weniger Salze) in kleinsten gleichartigen Kriställchen, sondern in einer durchaus für das einzelne Salz bezeichnenden Tracht, die zumeist zusammenhängend das ganze Stagogramm erfüllt und auf den ersten Blick als solche zu erkennen ist. Die wenigen Abbildungen, die wir zur Illustration dieses Verhaltens hier gebracht haben, sind nur einige Beispiele aus der großen Zahl der untersuchten Salze. So zeigt Abb. 2 einen Ausschnitt aus dem Stagogramm des $NaHCO_3$ (dem hier allerdings statt des üblichen Gummi arabicums ein Zusatz von 0·1 ccm 1%iger Albumin-Lösung [aus Ei] beigemengt worden war, mit vollkommen identischem Effekt). Während das chemisch reine Salz (p. a.) in 1%iger Lösung in der Weise im Stagogramm auskristallisiert, wie dies Abb. 1 zeigt, sieht man hier durch den Kolloidzusatz das Auftreten der konzentrischen „Rhythmischen Ringe", die das ganze Stagogramm erfüllen und für das $NaHCO_3$ so ungemein charakteristisch sind.

Abb. 3 zeigt das Stagogramm einer NH_4Br-Lösung p. a., 1%ig. Der übliche Kolloidzusatz (0·1 ccm 5%iger Gummi-arabicum-Lösung) entwickelt aus diesem unförmigen und uncharakteristischen Gebilde das feingegliederte Stagogramm der Abb. 4. (Alle Abbildungen stellen Ausschnitte aus dem Gesamtstagogramm dar. Bei Abb. 1, 3, 5, 7, 9, sind die gesamten Kristallisationen erfaßt, bei den Abb. 2, 4, 6, 8, 10 zirka ein Viertel des Stagogramms zur Darstellung gebracht, die übrigen Teile der Stagogramme verhalten sich identisch. Die Vergrößerung ist überall die gleiche: mikroskopische Lupenvergrößerung.)

Abb. 5, das Stagogramm einer 1%igen $(NH)_2CrO_4$-Lösung zeigt nur unförmige Kristallklötze, während das entsprechende Stagogramm nach Gummizusatz auf Abb. 6 zur Darstellung gelangt. Die zahlreichen „Krummsäbelformen" sind ungemein charakteristisch.

Ebenso sind die eigenartigen „rhythmischen Baumschwämme" für das Stagogramm des mit Kolloid versetzten 1%igen $CoCi_2 . 6\,H_2O$-Lösung bezeichnend, während das Stagogramm der reinen Lösung desselben Salzes nur aus einigen großen, uncharakteristischen Kristallen besteht.

Die folgenden Salze zeigen auch besonders bezeichnende Stagogramme nach Kolloidzusatz, doch konnten die entsprechenden Bilder ersparungshalber nicht gebracht werden: $BaCl_2$, $KClO_3$,

K_2CrO_4, K_2SO_4, KH_2PO_4, KJO_3, $Na_2SO_4 . 10\,H_2O$, $NaNO_2$, $Na_2SO_3 . 7\,H_2O$, $NaClO_3$, NH_4NO_3, $(NH_4)HCO_3$, $(NH_4)_2CO_3 . H_2O$, NH_4Cl, $(NH_4)_2SO_4$, $NH_4H_2PO_4$, $MgSO_4 . 7\,H_2O$, $AgNO_3$, $HgCl_2$, $SrCl_2$.

Hat man nur kleinste Mengen der Salzlösungen zur Verfügung, so kann man auch nach der folgenden Methode verfahren: Man gibt einen Tropfen der 5%igen Gummi-arabicum-Lösung auf ein Deckglas und legt ein zweites so darauf, daß sich die Gummilösung vollkommen homogen zwischen den beiden verteilt. Dann zieht man die Deckgläschen auseinander und läßt sie eintrocknen. *Sofort* nach dem Trocknen werden sie zur Verwendung gebracht: Der zu untersuchende Lösungstropfen wird auf das Deckglas aufgesetzt und wie üblich eintrocknen gelassen. Es zeigen sich nunmehr die gleichen Stagogramme wie oben beschrieben.

Sind die Salzlösungen höher konzentriert als 1%ig, so muß auch der Kolloidzusatz ein höherer werden, um dieselben Veränderungen im Stagogramm hervorzurufen. Anderseits kann unter eine gewisse Grenze des Kolloidzusatzes nicht gegangen werden, wenn noch eine charakteristische Beeinflussung des Stagogramms erzielt werden soll. Diese untere Grenze ist allerdings bei den einzelnen Salzen verschieden. So ist z. B. das $NaHCO_3$ ganz besonders empfindlich auf Kolloidzusatz und reagiert sofort mit den charakteristischen rhythmischen Ringen.

Diese theoretischen Erkenntnisse haben zwei praktische Folgen. Erstens kann man kleinste Mengen gewisser Salze durch ihre charakteristischen Influenzstagogramme (sei es in Lösung oder auf dem Gummiplättchen) sofort identifizieren.

Zweitens kann man sofort durch ein Stagogramm erkennen, ob eine vorliegende Lösung bzw. das entsprechende Salz kolloidfrei ist, eine Tatsache, die für die Reinheitsprüfung unter Umständen von Bedeutung sein könnte. In diesen (wie auch in allen anderen Fällen) ist natürlich das absolut saubere Arbeiten des Untersuchers Voraussetzung. Denn zuweilen genügt bereits ein leichter Fingerabdruck auf der Glasunterlage, um das darauf gesetzte Stagogramm einer reinen

---

Abb. 1. Stagogramm einer 1%igen $NaHCO_3$-Lösung.

Abb. 2. Stagogramm einer 1%igen $NaHCO_3$-Lösung mit Kolloidzusatz (5 cc $NaHCO_3$-Lös. + 0,1 cc 1%iger Albumin- [aus Ei] Lösung).

Abb. 3. Stagogramm einer 1%igen NH_4Br-Lösung.

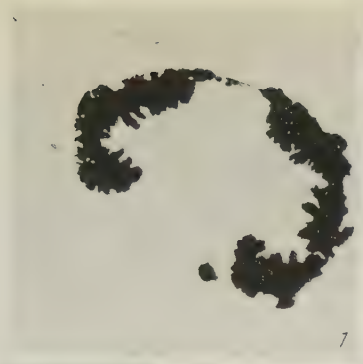
Abb. 4. Stagogramm einer 1%igen NH_4Br-Lösung mit Kolloidzusatz (5 cc NH_4Br-Lös. + 0,1 cc 5%iger Gummi arab.-Lösung).

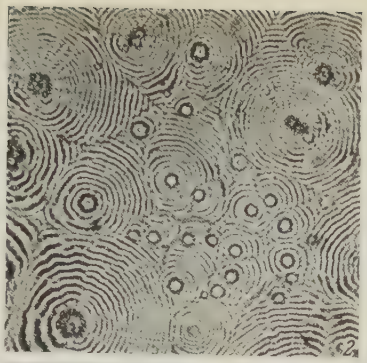
Abb. 5. Stagogramm einer 1%igen $(NH_4)\,CrO_4$-Lösung.

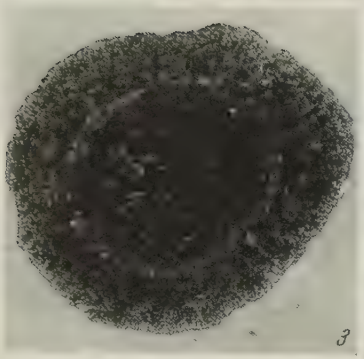
Abb. 6. Stagogramm einer 1%igen $(NH_4)_2CrO_4$-Lösung mit Kolloidzusatz (5 cc $(NH_4)_2CrO_4$-Lösung + 0,1 cc 5%iger Gummi arab.-Lösung).

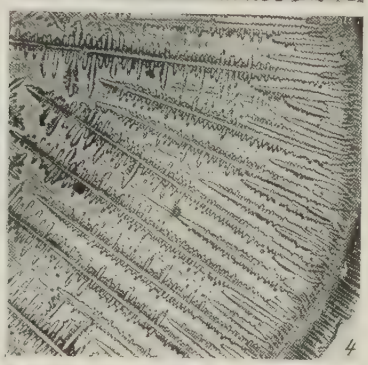
Abb. 7. Stagogramm einer 1%igen $CoCl_2$-Lösung.

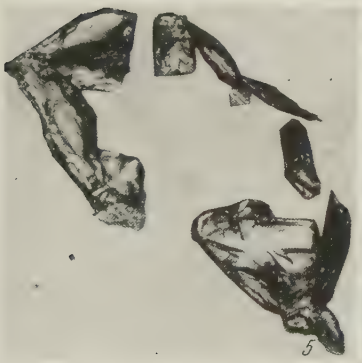
Abb. 8. Stagogramm einer 1% igen $CoCl_2$-Lösung mit Kolloidzusatz (5 cc $CoCl_2$-Lösung + 0,1 cc 5%iger Gummi arab.-Lösung).

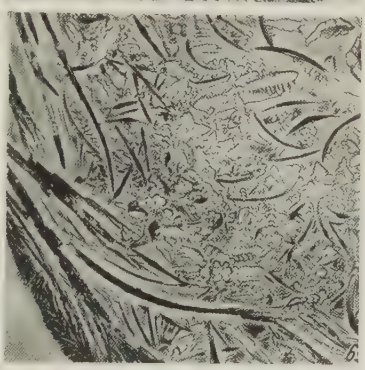

1


2

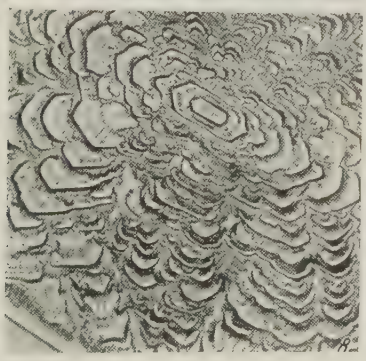

3


4


5


6

7


8

Lösung im Sinne einer unreinen, d. h. mit Kolloid verunreinigten zu beeinflussen!

Wie die Stagoskopie aber auch in anderer Beziehung heuristisch wertvoll sein kann, zeigen unsere Untersuchungen über das $NaBrO_3$. Abb. 9 ist das Stagogramm einer 1%igen $NaBrO_3$-Lösung. Bei der Herstellung verschiedener Influenzstagogramme mit Gummizusatz fiel mir auf, daß dieses Salz in den einzelnen Stagogrammen in

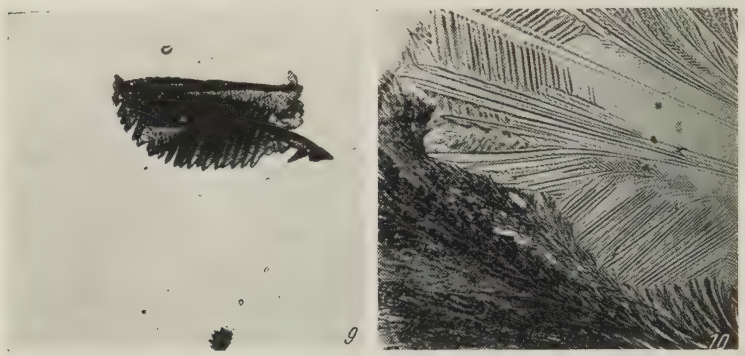


Abb. 9. Stagogramm einer 1%igen $NaBrO_3$-Lösung.
Abb. 10. Stagogramm einer 1%igen $NaBrO_3$-Lösung mit Kolloidzusatz (5 cc $NaBrO_3$-Lösung + 0,1 cc 5%iger Gummi arab.-Lösung).

voneinander abweichender Tracht auskristallisiert, ja zuweilen sogar in ein und demselben Stagogramm zwei verschiedene Kristallformen aufzeigt (Abb. 10). Ich untersuchte diese Erscheinung nun im Polarisationsmikroskop und es zeigte sich die überraschende Tatsache, daß die Kristallisationen zum Teil isotrop, zum Teil anisotrop waren. So sind z. B. die buschförmig verzweigten Kristallisationen der Abb. 10 doppelbrechend (und behalten diese Eigenschaft auch dauernd bei), während die federförmigen Kristallisationen desselben Stagogramms isotrop sind. Setzt man mehrere Influenzstagogramme (mit Gummizusatz) der 1%igen Lösung des chemisch reinen Salzes ($NaBrO_3$ p. a. Merck), so kann man sehen, wie sich diese Stagogramme trotz der gleichen Bedingungen vollkommen verschieden verhalten: manche sind nur isotrop und zeigen dann die Tracht wie sie in Abb. 10 oben, d. h. in den Federformen zu sehen ist. Andere Stagogramme sind durchwegs doppelbrechend und zeigen dann die buschförmige Kristalltracht der Abb. 10 unten. Andere sind wieder gemischt wie oben beschrieben. In letzter Zeit ist es mir auch gelungen, zuweilen im reinen $NaBrO_3$-Stagogramm, demnach ohne Kolloidzusatz, gemischte, aus isotropen und anisotropen

Kristallen bestehende Stagogramme zu erhalten, so daß es offenbar nicht auf den Kolloidzusatz ankommt, sondern vielleicht nur die „Kristallisation im Tropfen" eine Rolle beim Zustandekommen dieses für das $NaBrO_3$ neuartigen Phänomens spielt.

Der Hauptzweck dieser Arbeit besteht darin, die Mineralogen zu einer weiteren Verwendung der Stagoskopie in ihren fachlichen Forschungen anzuregen.

Literatur.

1. *Solé, A.*, Zeitschr. f. anal. Chem. *142*, H. 6 (1954), 413. — *Solé, A.*, Kolloid-Zeitschr. *137*, H. 1 (1954), 15. — 3. *Solé, A.*, Wien. Arch. f. Psych., Psychiatr. u. Neurol. *4*, H. 2, (1954). — 4. *Solé, A.*, Österr. Zeitschr. f. Kinderhk. u. Kinderfürs. (erscheint demnächst). — 5. *Solé, A.*, Mediz. Klinik, Nr. 23, 680 a (1951). — 6. *Solé, A.*, Wien. klin. Wochenschr. *64*, Nr. 1 (1952). — 7. *Solé, A.*, Klin. Monatsbl. f. Augenhk. (im Erscheinen). — 8. *Solé, A.*, Österr. Zoolog. Ztschr. (im Erscheinen).

Zur graphischen Bestimmung von Netzebenen-Abständen.

Von

H. Tertsch, Wien.

Mit 3 Textabbildungen.

(Eingelangt am 8. Juli 1954.)

Mit der zahlenmäßigen Angabe von Parametern der Punktlagen in der Elementarzelle einer Kristallart ist die Grundlage für alle kristall-physikalischen Überlegungen gegeben. In vielen Fällen ist es dabei wichtig, für bestimmte Flächenlagen die Aufeinanderfolge der parallelen Netzebenen in ihren gegenseitigen Abständen und ebenso die Besetzungsdichte dieser Netzebenen genau zu kennen. Die rechnerische Lösung dieser Aufgabe ist hauptsächlich durch die Arbeiten *P. Nigglis* [1] schon längst bekannt. Mit Hilfe der errechneten Werte kann man die fraglichen Netzebenen-Serien mit ihren jeweiligen Punktbesetzungen konstruieren und so ein Schaubild gewinnen. In vielen Fällen würde es aber völlig genügen, auf graphischem Wege die Netzebenen-Verteilung zu ermitteln. Wie in vielen anderen Fällen erweist sich auch hier die stereographische Projektion der untersuchten Kristallart und die davon abgeleiteten Darstellungsarten als sehr verwendbar, worauf in den folgenden Zeilen kurz hingewiesen werden soll.

Bekanntlich ist die Lage eines Punktes im Raum durch dessen Grund- und Aufrißprojektionen eindeutig gegeben. Es ist also zunächst erforderlich, von der zugrundeliegenden Elementarzelle ein maßstabrichtiges *Kopfbild (= Grundriß)* und einen zugehörigen *Aufriß* [parallel der (100) oder (010)] zu konstruieren, wobei die den x-, y- und z-Richtungen entsprechenden a-, b- und c-Abmessungen zahlenmäßig einzutragen sind.

Das ist sehr einfach, wenn es sich um Kristalle mit *horizontaler* Basisfläche handelt, da es in allen solchen Fällen ohne weiters möglich ist, im Kopfbild die a- und b-Werte und die entsprechenden Parameter für Punktlagen innerhalb der Elementarzelle in wahrer

[1] *P. Niggli:* „Geometrische Kristallographie des Diskontinuums", Gebrüder Borntraeger, Leipzig, 1919, bes. S. 463 ff. und „Lehrbuch der Mineralogie und Kristallchemie. 1. Teil", Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1941.

Größe einzusetzen. In einem zugeordneten Aufriß werden die wahren c-Werte bzw. Parameter eingetragen. In allen solchen Fällen kann man die Elementarzelle kristallographisch richtig sogar ohne Unterlage der stereographischen Projektion in Kopfbild und Aufriß zeichnen.

Da aber in den schiefwinkeligen Kristallsystemen (triklin und monoklin) das Kopfbild die a- und b-Werte der Elementarzelle nicht mehr in wahrer Größe enthält, ist es in solchen Fällen vorteilhaft, von zwei, aus der stereographischen Projektion abgeleiteten *Aufriß*bildern auszugehen [1]. Der (100)-Aufriß zeigt die wahren Größen b und c, der (010)-Aufriß jene von a und c (Abb. 1). Man zeichnet demnach die Flächenbilder der (100) und (010), die für die Elementarzelle gleichzeitig die von vorne bzw. von rechts gesehenen Bilder von ($\bar{1}00$ und ($0\bar{1}0$) bedeuten. Nun gilt es, die Aufrißprojektionen auch in der dritten Dimension [a bei (100) und b bei (010)] projektiv richtig zu ergänzen. Da sich in jedem Aufriß alle horizontalen, also parallel dem Grundkreis liegenden Ebenen nur als Linien senkrecht zur Vertikalrichtung (Azimut des Flächenpoles = Winkelpunkt) projizieren, ist leicht erkennbar, daß in beiden Aufrissen die durch die gleichen Punkte gelegten Horizontallinien an der Vertikalkante OA die gleichen Abschnitte liefern müssen. So führt die Horizontale in Abb. 1 durch B zu A′, durch C zu A″, durch D zu $A^{\times}$. Mit Hilfe der stereographischen Projektion läßt sich im (100)-Aufriß von A aus die Richtung x, im (010)-Aufriß die Richtung y eintragen, nicht aber die Abschnitte a und b, denn diese erscheinen verkürzt (Abb. 1).

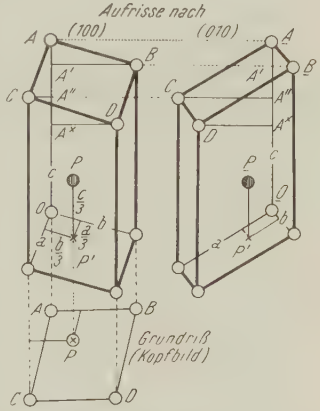


Abb. 1. Grund- und Aufrisse einer triklinen Elementarzelle.

Man legt dazu in (100) die Horizontale durch B, erhält damit auf c = AO den Abstand AA′ und trägt diesen in das Bild von (010) ein. Zieht man durch diesen Punkt A′ eine „Horizontale", so wird damit die aus der Projektion ermittelte Kantenlange [001—$\bar{1}$00] in $\underline{B}$ geschnitten und damit dieser Punkt projektiv richtig im (010)-Aufriß festgelegt. Umgekehrt gibt in (010) die Horizontale durch $\underline{C}$ auf AO

[1] Bezüglich der sehr einfachen Anfertigung von Kopfbild und Aufriß bzw. von Bildern einzelner Flächen in ihrer „wahren Gestalt und Größe" vgl. *H. Tertsch*, „Die stereographische Projektion in der Kristallkunde", Verlag für angewandte Wissenschaften, Wiesbaden, 1954.

den Punkt A″, der, in den Aufriß (100) übertragen, jene „Horizontale“ bestimmt, die die x-Achse in C schneidet. Damit sind in beiden Rissen die drei Kanten der Elementarzelle geometrisch richtig abgesteckt und die Aufrißbilder von (100) und (010) können vollständig ausgefertigt werden. Nun kann man leicht aus einem der beiden Aufrisse das *Kopfbild* (Grundriß) in der Horizontalebene ableiten, das mit dem verwendeten Aufriß durch Ordner parallel der z-Richtung (Winkelpunktazimut) verbunden ist.

Ist einmal die Elementarzelle durch zwei Risse festgelegt, dann ist es leicht, irgendeine Punktlage *innerhalb* der Elementarzelle entsprechend den gegebenen Parametern richtig einzuzeichnen. Die Parameter werden meist vom Ursprungspunkt O [[000]] aus gerechnet und in Bruchteilen der Grundabschnitte angegeben (a/m, b/n, c/p; in der Abb. 1 sind es a/3, b/3 und c/3). Da die für die jeweiligen Risse geltenden, wahren bzw. verkürzten Achsabschnitte den Aufrissen unmittelbar zu entnehmen sind, ist es sehr einfach, die Punktlage P für beide Risse geometrisch richtig einzutragen. Eine gute Kontrolle ist es, daß P und $\underline{P}$, wie auch B und $\underline{B}$, C und $\underline{C}$ usw. in gleichen Horizontalebenen, bezogen auf AO, liegen müssen.

Mit Hilfe der projektiv richtigen Konstruktion des genauen Aufbaues der Elementarzelle und aller ihr angehörigen Punktlagen ist die Verwertung dieser Risse zwecks Bestimmung von Netzebenen-Abständen bestimmter Flächenlagen sehr leicht.

Verwertung der Grundkreiszone und von Durchmesserzonen.

Für alle Flächen, die der *Grund- (Vertikal-) Zone* angehören, ist das Verfahren ungemein einfach. Da sämtliche Grundkreisflächen auf der Kopfbildebene senkrecht stehen, erscheinen sie im Grundriß (Kopfbild) als Tangenten in den Flächenpolen (hk0). Sind nun für irgendeine dieser vertikalen Prismenflächen die Netzebenenabstände zu bestimmen, so hat man nur durch jede Punktlage im Kopfbild Parallele zu der Tangente (hk0) zu legen und im Kopfbild der Elementarzelle deren gegenseitigen Abstände abzulesen.

Viel wichtiger, aber ebenso einfach ist die Bestimmung der Netzebenenfolge bei Flächen, die einer *Durchmesserzone* angehören. In diesem Falle konstruiert man einen *Aufriß*, dessen Zeichenebene die Durchmesserzone selbst ist. Der zugehörige Winkelpunkt liegt im Grundkreis um 90^0 von den Enden des „Zonendurchmessers“ entfernt. In einem solchen Aufriß projizieren sich alle Flächen der Durchmesserzone als Gerade, die den Aufriß umgrenzen. Zur Eintragung der *innerhalb* der Elementarzelle befindlichen Punktlagen zieht man das Kopfbild heran, das mit dem Aufriß durch entspre-

chende z-Ordner (parallel zum Winkelpunktazimut) verbunden ist. Da der Fußpunkt des Raumpunktes P (x in Abb. 1) bei schiefwinkeligen Elementarzellen im (hk0)-Aufriß nicht ohne weiteres angebbar ist, verfertigt man zweckmäßig zunächst einen (100)- oder (010)-Aufriß. In dem Aufriß der Durchmesserzone muß dann nach S. 171 der Punkt P in der gleichen Horizontalen (senkrecht z) liegen, wie in den (100)- oder (010)-Aufrissen. Der Schnitt zwischen dieser Horizontallinie und dem vom Kopfbild der Punktlage ausgehenden z-Ordner gibt dann im Aufriß den gesuchten Punkt P.

Da sämtliche Flächen der Durchmesserzone im Aufriß dieser Zone als Umrißlinien erscheinen, hat man, wie bei der Verwertung der Grundkreiszone, nur zur Spur der untersuchten Fläche Parallele durch jeden Aufrißpunkt zu legen und deren gegenseitige Abstände abzumessen.

In der Abb. 2 sind die entsprechenden Konstruktionen für *Kalkspat* in der *Bravais*schen Aufstellung durchgeführt [1]. Gleichzeitig mag dieser Fall als Beispiel für die Behandlung rhomboedrischer (trigonaler) Kristalle unter Verwendung des vierstrahligen Achsenkreuzes dienen.

Das Kopfbild der rhomboedrischen Elementarzelle (Grundrhomboeder; Abb. 2 a) ist eigentlich für alle trigonalen Kristalle gleich und kann bei Kenntnis der Parameter für alle jene Punktlagen, die nicht Eckpunkte der Elementarzelle bilden, ohne Hilfe einer Winkelprojektion durchgeführt werden. Nach *Bragg* sitzen in den Eckpunkten der Elementarzelle und in den Mitten der Rhomboederflächen die Ca-Ionen, während sich die C-Atome in den Mitten der 12 Begrenzungskanten und außerdem im Zentrum der Elementarzelle befinden. Die *ganzen* CO_3-*Ionen* liegen in Ebenen parallel der Basis (0001), und zwar so, daß die O-Atome um ein Drittel des Abstandes zweier C-Atome längs der 0001-Spur von ihrem zugehörigen C-Atom abstehen und mit C dreistrahlige Sterne bilden. Parallel (0001) wechseln also Ca- und CO_3-Ebenen ab, wobei die CO_3-Dreiecke in den aufeinanderfolgenden CO_3-Ebenen jeweils gegeneinander um 180° verdreht sind.

Als Aufriß ist besonders jener parallel $(\bar{1}2\bar{1}0)$ gut verwendbar und mit Hilfe der stereographischen Projektion leicht aus dem Kopfbild ableitbar (Abb. 2 b). Hier steht die $(10\bar{1}1)$ senkrecht auf der Auf-

[1] Es wurde dabei für die Elementarzelle die Darstellung von *Bragg* gewählt, die das Grundrhomboeder als Elementarzelle annimmt, wodurch die Struktur einer deformierten Steinsalzstruktur enspricht mit 4 $CaCO_3$ in gleicher Verteilung wie die Na- und Cl-Ionen im Steinsalzgitter. In dieser Darstellung erhält man viel übersichtlichere Bilder als unter der Verwendung einer Elementarzelle $(40\bar{4}1)$ mit 2 $CaCO_3$.

rißebene und die Polkante, entsprechend einer virtuellen $(\bar{1}012)$, erscheint in *wahrer* Länge. Mit Hilfe der Ordner aus dem Kopfbild

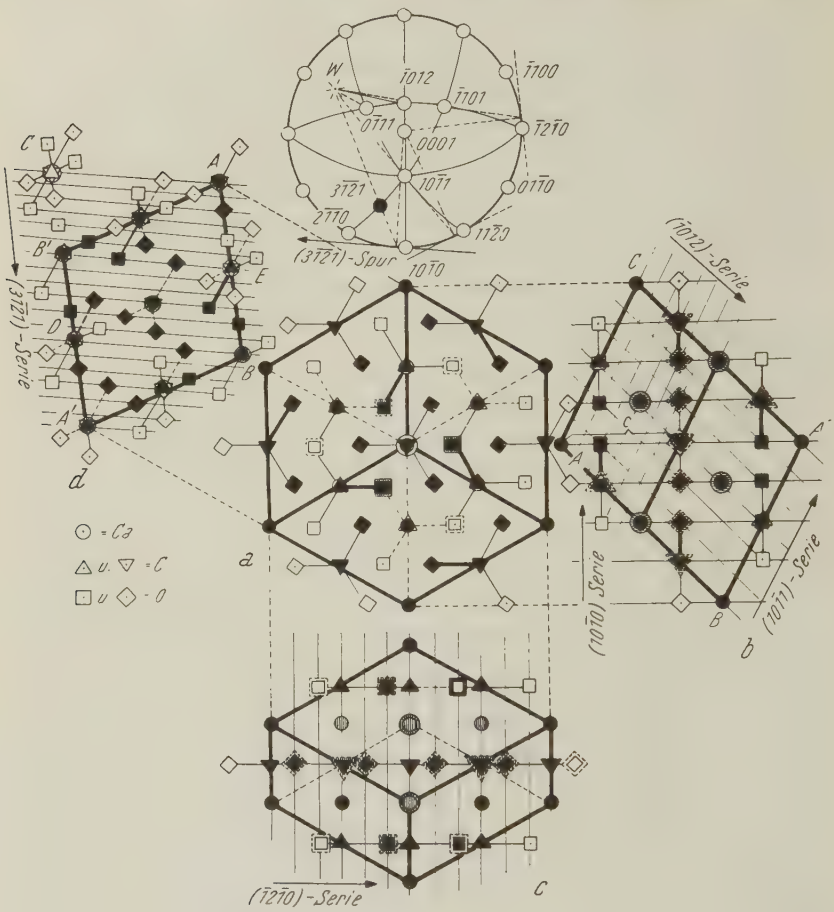


Abb. 2.

sind die Randkanten-Eckpunkte B und C festgelegt und die Vervollständigung des Umrisses ergibt dann die Länge der z-Achse (AA'). Auf dem gleichen Wege sind die Punktlagen für C und O zu bestimmen, wobei nur zu beachten ist, daß sich die projizierten Punktlagen mehrfach überdecken (gestrichelte Zeichen verwendet), in der Mitte liegen sogar 3 C und gleichzeitig 2 O übereinander, wie man leicht aus dem Kopfbild zu ersehen vermag.

Aus diesem Aufriß nach $(\bar{1}2\bar{1}0)$ lassen sich sofort die Netzebenenabstände aller jener Flächen ableiten, die der für den Aufriß gültigen

Zeichenebene, also der Durchmesserzone $[10\bar{1}0—10\bar{1}1]$, angehören. Man sieht parallel der Basis (0001) abwechselnd Ca- und CO_3-Ebenen in Abständen von $\frac{c}{3}$ einander folgen. Wenn man den Maßstab des Aufrisses so anlegt, daß die in wahrer Größe erscheinende Rhomboederkante AC maßstabgemäß (in Ångström-Einheiten) aufscheint, dann sind auch alle Netznebenabstände im gleichen Maßstab unmittelbar ablesbar.

Die Schar der $(10\bar{1}0)$-Ebenen geht parallel der z-Richtung durch den Aufriß hindurch. Man hat demnach nur durch den ganzen Aufriß von B bis C durch jede im Aufriß erscheinende Punktlage Parallele zu z zu legen und erhält damit 8 gleiche Abstände, die sich wieder im gleichen Maßstab abmessen lassen.

Ebenso einfach ist die Ermittlung der Netzebenenabstände für $(10\bar{1}1)$ oder $(\bar{1}012)$. Man legt parallel der Spur des Grundrhomboeders (AB) Ebenen durch alle Punktlagen des Aufrisses und erhält dadurch für $(10\bar{1}1)$ 6 gleiche Abstände in dem für alle gültigen Maßstab. In gleicher Weise zieht man durch die einzelnen Punktlagen des Aufrisses Parallele zur Polkante (AC) und erhält damit 12 gleiche Abstände für die Ebenenschar der $(\bar{1}012)$.

Die gleichen Risse lassen sich aber auch dazu verwenden, die *Besetzungsdichte* der zu einer Serie gehörigen Gitterebenen abzulesen [1]. Hiebei muß man allerdings zwischen der Besetzungsdichte der aufeinanderfolgenden Ebenen *innerhalb* der Elementarzelle und jener der gegebenen Ebenenserie, bezogen auf *gleiche Flächenbereiche,* unterscheiden.

a) Besetzungsdichte im Bereich der Elementarzelle. Aus Abb. 2 b läßt sich leicht die Besetzungsdichte der $(10\bar{1}0)$-Serie, beginnend mit dem Eckpunkt B und abschließend mit dem Eckpunkt C ableiten. Die aus 9 Ebenen bestehende Serie zeigt:

$$\frac{1}{8}\,\mathrm{Ca} \;\Big|\; \frac{2}{4}\,\mathrm{C} + \frac{1}{2}\,\mathrm{O} \;\Big|\; \left(\frac{2}{8}+\frac{1}{2}\right)\mathrm{Ca} + \frac{1}{4}\,\mathrm{C} + \left(1+\frac{1}{2}\right)\mathrm{O} \;\Big|\; \frac{2}{2}\,\mathrm{Ca} + \frac{2}{4}\,\mathrm{C} +$$

$$+\left(1+\frac{3}{2}\right)\mathrm{O} \;\Big|\; \frac{2}{8}\,\mathrm{Ca} + \left(\frac{2}{4}+1\right)\mathrm{C} + \left(2+\frac{2}{2}\right)\mathrm{O} \;\Big|\; \frac{2}{2}\,\mathrm{Ca} + \frac{2}{4}\,\mathrm{C} +$$

$$+\left(1+\frac{3}{2}\right)\mathrm{O} \;\Big|\; \left(\frac{2}{8}+\frac{1}{2}\right)\mathrm{Ca} + \frac{1}{4}\,\mathrm{C} + \left(1+\frac{1}{2}\right)\mathrm{O} \;\Big|\; \frac{2}{4}\,\mathrm{C} + \frac{1}{2}\,\mathrm{O} \;\Big|\; \frac{1}{8}\,\mathrm{Ca}$$

[1] Bei der Zählung ist sorgfältig darauf zu achten, daß nur die *innerhalb* der Elementarzelle liegenden Punkte *ganz* zu zählen sind, aber jene in den Begrenzungsflächen liegenden mit der Hälfte, die auf den Kanten liegenden mit einem Viertel und die in den Ecken sitzenden nur mit einem Achtel der Elementarzelle angehören.

also:

$$\tfrac{1}{8}\,Ca \mid \tfrac{1}{2}\,C + \tfrac{1}{2}\,O \mid \tfrac{3}{4}\,Ca + \tfrac{1}{4}\,C + \tfrac{3}{2}\,O \mid Ca + \tfrac{1}{2}\,C + \tfrac{5}{2}\,O \mid \tfrac{1}{4}\,Ca +$$
$$+ \tfrac{3}{2}\,C + 3\,O \mid Ca + \tfrac{1}{2}\,C + \tfrac{5}{2}\,O \mid \tfrac{3}{4}\,Ca + \tfrac{1}{4}\,C + \tfrac{3}{2}\,O \mid \tfrac{1}{2}\,C + \tfrac{1}{2}\,O \mid \tfrac{1}{8}\,Ca$$

Zählt man die jeweils für Ca, C und O gültigen Koeffizienten zusammen, dann ergibt sich 4 Ca, 4 C und 12 O, also 4 $CaCO_3$ für die Elementarzelle. Damit erhält man auch eine einfache Kontrolle darüber, ob die vorgenommene Zählung innerhalb der einzelnen Ebenen vollständig erfolgte, denn selbstverständlich muß als Endergebnis immer eine *ganze* Anzahl der chemischen Moleküle der untersuchten Verbindung herauskommen.

In dem gleichen Aufriß läßt sich auch ohne besondere Mühe die Besetzungsdichte für die zur Elementarzelle gehörigen Ebenen des *Grundrhomboeders* $(10\bar{1}1)$ ablesen. Die entsprechenden 7 Ebenen, mit AB beginnend und mit A'C endigend ergeben:

$$\left(\tfrac{1}{2}+\tfrac{4}{8}\right)Ca + \tfrac{4}{4}\,C + \tfrac{2}{2}\,O \left|\left(\tfrac{2}{2}+1\right)O\right|\left(\tfrac{2}{2}+1\right)O \left|\tfrac{4}{2}\,Ca + \left(\tfrac{4}{4}+1\right)C +\right.$$
$$+ 2\,O \mid \left(\tfrac{2}{2}+1\right)O \mid \left(\tfrac{2}{2}+1\right)O \mid \left(\tfrac{1}{2}+\tfrac{4}{8}\right)Ca + \tfrac{4}{4}\,C + \tfrac{2}{2}\,O$$

also:

$$(Ca + C + O) \mid 2\,O \mid 2\,O \mid (2\,Ca + 2\,C + 2\,O) \mid 2\,O \mid 2\,O \mid (Ca + C + O) =$$
$$= 4\,CaCO_3$$

Da die erste und die letzte der Netzebenen nur mit der der Elementarzelle zugehörigen Seite, also nur mit der Hälfte eingerechnet sind, ergibt sich die *tatsächliche* Netzebenenbelastung durch Vereinigung der beiden (halben) Grenzebenen zu: [(2 Ca 2 C 2 O / 2 O / 2 O/] (2 Ca 2 C 2 O) ... d. h. die Periode umfaßt drei Ebenen (in eckiger Klammer zusammengefaßt), woraus für diese Serie eine Besetzung mit 2 $CaCO_3$ folgt. Da sich in der Elementarzelle *zwei* vollständige Serien dieser Art finden, kommt man auch zur tatsächlichen Besetzung der ganzen Elementarzelle mit 4 $CaCO_3$.

b) Besetzungsdichte innerhalb gleicher Netzebenenbereiche. Besser als durch die Angabe der Besetzungsdichte innerhalb des Bereiches der Elementarzelle wird die Punktbesetzung paralleler Ebenen dadurch gekennzeichnet, daß man die Besetzung *gleicher Flächenbereiche* einer Ebenenserie angibt. In der bisherigen Darstellung sind ja die Ebenenschnitte parallel einer bestimmten Flächenlage innerhalb der Elementarzelle ungleich an Form und

Größe und darum zahlenmäßig nicht unmittelbar miteinander vergleichbar.

Untersucht man die Netzebenen-Serien von Flächen, die *parallel einer Grenzfläche* der Elementarzelle liegen, dann zeigen die einzelnen Ebenenschnitte für den ganzen Bereich der Elementarzelle die gleiche Form und Größe, genügen also der oben aufgestellten Forderung. Ein

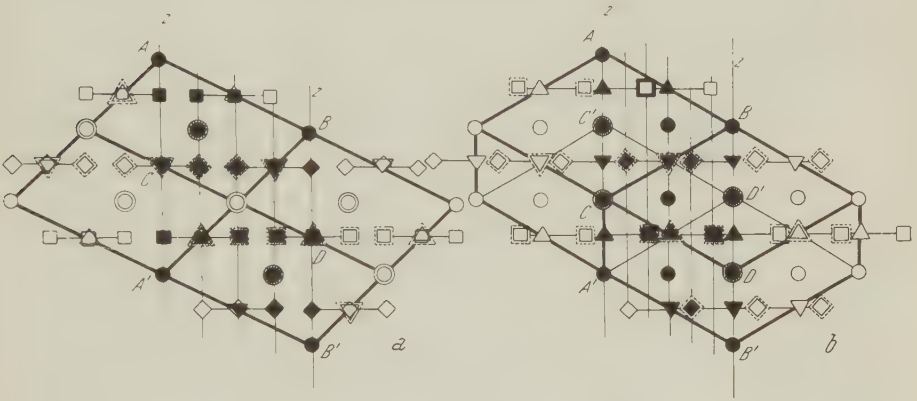


Abb. 3. Kalkspat-Gitter, a) Aufriß $(\bar{1}2\bar{1}0)$ mit $(10\bar{1}0)$-Serie, b) Aufriß nach $(10\bar{1}0)$ mit $(\bar{1}2\bar{1}0)$-Serie in einer Elementarzelle.

Beispiel dafür liegt schon in der Bestimmung der Besetzungsdichte für die $(10\bar{1}1)$ im vorhergehenden Abschnitt a) vor, denn das Grundrhomboeder dient ja in der *Bragg*schen Darstellung als Elementarzelle.

Um auch für andere Flächenlagen dieser Bedingung genügen zu können, muß dafür gesorgt werden, den Ausschnitt aus dem Kristallgitter so zu wählen, daß, bei *Erhaltung des Volumens der Elementarzelle*, diese in der Form soweit verändert wird, bis die untersuchte Fläche in der verformten Elementarzelle zur Begrenzungsfläche wird. Das gelingt nun leicht, wenn man die Darstellung der Elementarzelle in geeigneter Lage durch Fortsetzung des Gitters über diese hinaus weiter führt, also eine zweite Elementarzelle anschließt. Für die Flächen der Zone $[10\bar{1}0—10\bar{1}1]$ z. B. schließt man im Aufriß $(\bar{1}2\bar{1}0)$ einfach längs der $(10\bar{1}1)$-Spur eine zweite Elementarzelle an (Abb. 3 a). Es ist leicht zu erkennen, daß der zwischen AA′ BB′ eingeschlossene Gitterteil dieser Doppelzelle im Volumen mit der Elementarzelle übereinstimmt [es ist eine Art Gleitung nach der (0001)] und daß hiebei die $(10\bar{1}0)$ als neue Grenzfläche aufscheint (AA′ = BB′), deren parallele Schnitte durch den ganzen Bereich der neuen „Elementarzelle“ die gleiche Form und Größe besitzen.

Bezüglich der Zählung ist nur zu beachten, daß nunmehr $(10\bar{1}0)$ Grenzfläche wurde, wodurch das ursprünglich im Zentrum liegende C-Atom nun auf der $(10\bar{1}0)$-Grenzfläche liegt und darum nur halb zu bewerten ist, die früher an den Kanten liegenden C werden in der gleichen Ebene zu Ecken. Ebenso gehören zwei ursprünglich *innerhalb* der Elementarzelle liegende O-Atome nur mehr zur Hälfte der neuen Zelle an und zwei von ihnen liegen auf den neuen Kanten, sind also nur als Viertel zu bewerten. Die Zählung der 5 parallelen Ebenen gibt dann (Abb. 3 a)

$$\tfrac{2}{8}\,\mathrm{Ca}+\left(\tfrac{2}{8}+\tfrac{1}{2}\right)\mathrm{C}+\left(\tfrac{2}{2}+\tfrac{2}{4}\right)\mathrm{O}\,\|\,\tfrac{2}{2}\,\mathrm{Ca}+\tfrac{2}{2}\,\mathrm{C}+\left(2+\tfrac{2}{2}\right)\mathrm{O}\,\|$$
$$\|\,\left(\tfrac{2}{4}+1\right)\mathrm{Ca}+\tfrac{2}{4}\,\mathrm{C}+\left(2+\tfrac{2}{2}\right)\mathrm{O}\,\|\,\tfrac{2}{2}\,\mathrm{Ca}+\tfrac{2}{2}\,\mathrm{C}+\left(2+\tfrac{2}{2}\right)\mathrm{O}\,\|$$
$$\|\,\tfrac{2}{8}\,\mathrm{Ca}+\left(\tfrac{2}{8}+\tfrac{1}{2}\right)\mathrm{C}+\left(\tfrac{2}{2}+\tfrac{2}{4}\right)\mathrm{O}$$

also:

$$\tfrac{1}{4}\,\mathrm{Ca}+\tfrac{3}{4}\,\mathrm{C}+\tfrac{3}{2}\,\mathrm{O}\,\|\,\mathrm{Ca}+\mathrm{C}+3\,\mathrm{O}\,\|\,\tfrac{3}{2}\,\mathrm{Ca}+\tfrac{1}{2}\,\mathrm{C}+3\,\mathrm{O}\,\|\,\mathrm{Ca}+\mathrm{C}+3\,\mathrm{O}\,\|$$
$$\|\,\tfrac{1}{4}\,\mathrm{Ca}+\tfrac{3}{4}\,\mathrm{C}+\tfrac{3}{2}\,\mathrm{O}=4\,\mathrm{Ca\,CO_3}$$

Auch hier sind wieder die beiden *Grenzflächen* nur halb besetzt, sind also für die tatsächliche Besetzung zusammenzuziehen, woraus sich dann eine $(10\bar{1}0)$-Serie von 4 Ebenen ergibt mit:

$$\left(\tfrac{1}{2}\,\mathrm{Ca}+\tfrac{3}{2}\,\mathrm{C}+3\,\mathrm{O}\right)\|\,(\mathrm{Ca}+\mathrm{C}+3\,\mathrm{O})\,\|\left(\tfrac{3}{2}\,\mathrm{Ca}+\tfrac{1}{2}\,\mathrm{C}+3\,\mathrm{O}\right)\|$$
$$\|\,(\mathrm{Ca}+\mathrm{C}+3\,\mathrm{O})$$

oder ganzzahlig:

$$(\mathrm{Ca}+3\,\mathrm{C}+6\,\mathrm{O})\,\|\,(2\,\mathrm{Ca}+2\,\mathrm{C}+6\,\mathrm{O})\,\|\,(3\,\mathrm{Ca}+\mathrm{C}+6\,\mathrm{O})\,\|\,(2\,\mathrm{Ca}+2\,\mathrm{C}+6\,\mathrm{O})$$

Wie man sieht wechseln $(CaCO_3)$-Ebenen mit solchen ab, bei denen Ca und C ungleich verteilt sind, aber paarweise vereinigt wieder $2\,CaCO_3$ geben.

In Abb. 3 b (vgl. dazu auch Abb. 2 c) ist in gleicher Weise die Besetzungsdichte für die $(\bar{1}2\bar{1}0)$ aus einem Aufriß parallel $(10\bar{1}0)$ abgeleitet. Auch hier müssen zwei *Bragg*sche Zellen aneinandergeschlossen werden, die zu der neuen, volumsgleichen Elementarzelle zwischen ACA'C' und BDB'D' führen. Die unter den gleichen Be-

dingungen wie bei $(10\bar{1}0)$ vorgenommene Zählung, beginnend mit ACA'C', gibt:

$$\left(\frac{4}{8}+\frac{2}{4}\right)\mathrm{Ca}+\left(\frac{2}{4}+\frac{1}{2}\right)\mathrm{C}\;\left(2+\frac{2}{2}\right)\mathrm{O}\,\|\,\left(2+\frac{2}{2}\right)\mathrm{O}\,\|\,\left(1+\frac{2}{2}\right)\mathrm{Ca}+$$
$$+\left(\frac{4}{4}+\frac{2}{2}\right)\mathrm{C}\;\left(2+\frac{2}{2}\right)\mathrm{O}\;\left(2+\frac{2}{2}\right)\mathrm{O}\,\|\,\left(\frac{4}{8}+\frac{2}{4}\right)\mathrm{Ca}+\left(\frac{2}{4}+\frac{1}{2}\right)\mathrm{O}$$

demnach:

$$(\mathrm{Ca}+\mathrm{C})\|3\,\mathrm{O}\|3\,\mathrm{O}\|(2\,\mathrm{Ca}+2\,\mathrm{C})\|3\,\mathrm{O}\|3\,\mathrm{O}\|(\mathrm{Ca}+\mathrm{C})$$

Aus der Zusammenlegung der beiden „halben" Grenzflächen (ACA'C' und BDB'D') folgt dann die Ebenenserie nach $(\bar{1}2\bar{1}0)$ mit

$$[(2\,\mathrm{Ca}+2\,\mathrm{C})\,//\,3\,\mathrm{O}\,//\,3\,\mathrm{O}\,//]\quad(2\,\mathrm{Ca}+2\,\mathrm{C})\;\ldots$$

Verwertung einer geneigten Zone.

Wie schon aus der eingehenden Besprechung der Verwertung einer Durchmesserzone hervorgeht, handelt es sich nur darum, mit Hilfe der stereographischen Projektion aus dem Kopfbild (Grundriß) der Elementarzelle ein Bild abzuleiten, für das die *Zonenebene zur Zeichenebene* wird, also ein „schiefes Bild" mit dem Zonenpol als Winkelpunkt [1]. Für die richtige Eintragung von Punktlagen, die sich *innerhalb* der Elementarzelle befinden, genügt es hier allerdings nicht mehr, „Horizontalschnitte" durch das schiefe Bild zu legen, die sich als Gerade senkrecht zur z-Richtung (= Winkelpunktazimut) projizieren. Hier müssen die „Basisschnitte", bezogen auf bestimmte c-Parameter bzw. auf gut gekennzeichnete Punkte in den Begrenzungskanten der Elementarzelle konstruiert werden, was zumeist mit geringer Mühe durchführbar ist.

Sind alle Punktlagen in dem schiefen Bild eingetragen (Zonenebene = Zeichenebene), dann ist die weitere Behandlung genau so wie bei einer Durchmesserzone. Auch hier projizieren sich dann alle Flächen der Zone nur als Gerade, parallel den Tangenten, der in den Grundkreis umgelegten Flächenpole, d. h. als Umrißlinien des „schiefen Bildes".

Wieder sei an dem Beispiel des Kalkspates die Verwertung einer geneigten Zone kurz dargestellt. Es handelt sich z. B. um die Skalenoederfläche $(3\bar{1}21)$, die in der Zone $[2\bar{1}10—10\bar{1}1]$ liegt. Der zugehörige Zonenpol = Winkelpunkt ist W. Von hier aus werden

[1] Es darf nicht übersehen werden, daß hier auch der c-Abschnitt auf der z-Achse verkürzt erscheint, und zwar in jenem Maße, in dem der Winkelpunkt (= Zonenpol) vom Grundkreis absteht („Verkürzungsfaktor"; vgl. dazu *H. Tertsch*, „Stereogr. Projekt", S. 72).

alle Flächenpole der Zone in den Grundkreis verlegt (Abb. 2, ster. Projektion). Da zwei Flächen der Elementarzelle (Grundrhomboeder) in der gleichen Zone liegen, ist das schiefe Bild von den Spuren der umgelegten $(10\bar{1}1)$ und $(\bar{1}101)$ umgrenzt, die Fläche $(1\bar{1}11)$ erscheint *nicht* in wahrer Gestalt und Größe, da sie zur Zeichenebene (Zonenebene) geneigt ist. Neben der zu prüfenden Fläche könnten mit Hilfe des *gleichen* schiefen Bildes auch die Netzebenenabstände und Besetzungsdichten für $(10\bar{1}1)$ und der damit gleichen Fläche $(\bar{1}101)$ bestimmt werden. Man erhält dabei die schon S. 175 u. 176 angegebenen Netzebenenabstände und Besetzungsdichten (Abb. 2 d).

Zieht man parallel der Spur der in den Grundkreis umgelegten $(3\bar{1}21)$ Gerade durch jede, der Elementarzelle angehörige Punktlage, so zeigen sich, wie schon nach der Flächenlage vorauszusetzen war, die zugehörigen Netzebenen dicht geschart (19 Ebenen im Bereich der Elementarzelle [ABA'B']), deren Abstände wieder unmittelbar aus dem schiefen Bilde abgelesen werden können. Bei genauerer Betrachtung ergibt sich allerdings, daß *innerhalb* der Elementarzelle einige dieser Ebenen *un*besetzt scheinen. Zieht man aber auch die *außerhalb* des gewählten Elementarbereiches liegenden Punktlagen in Betracht, dann sieht man, daß *jede* der 19 Ebenenspuren durch Punktlagen hindurchgeht, und daß dann in den *Nachbarbereichen* Ebenen, die in der gewählten Elementarzelle besetzt waren, unbesetzt bleiben. Es fällt also im *Gesamtgitter* keine der Ebenen der $(3\bar{1}21)$-Serie leer aus. Jedenfalls umfaßt aber die Gesamtzahl der von den 19 Ebenen getroffenen Punktlagen wieder 4 $CaCO_3$.

Die *Besetzungsdichte innerhalb der Elementarzelle* ergibt (Abb. 2 d, ABA'B'):

$$\frac{2}{8}\,Ca+\frac{1}{4}\,C\,\Big\|\,\frac{1}{2}\,O\,\Big\|\,\frac{1}{2}\,O\,\Big\|\,\frac{1}{2}\,Ca+\frac{2}{4}\,C\,\Big\|-\Big\|\left(1+\frac{1}{2}\right)O\,\Big\|\left(\frac{1}{2}+\frac{2}{8}\right)Ca+$$
$$+\frac{3}{4}\,C+\left(1+\frac{1}{2}\right)O\,\Big\|\,O\,\Big\|-\Big\|\frac{2}{2}\,Ca+C+\frac{2}{2}\,O\,\Big\|\left(1+\frac{1}{2}\right)O\,\Big\|\,O\,\Big\|\left(\frac{1}{2}+\frac{2}{8}\right)Ca+$$
$$+\frac{3}{4}\,C+\frac{1}{2}\,O\,\Big\|-\Big\|\frac{2}{2}\,O\,\Big\|\,\frac{1}{2}\,Ca+\frac{2}{4}\,C+O\,\Big\|\,\frac{1}{2}\,O\,\Big\|-\Big\|\frac{2}{8}\,Ca+\frac{1}{4}\,C$$

also:

$$\frac{1}{4}\,Ca+\frac{1}{4}\,C\,\Big\|\,\frac{1}{2}\,O\,\Big\|\,\frac{1}{2}\,O\,\Big\|\,\frac{1}{2}\,Ca+\frac{1}{2}\,C\,\Big\|-\Big\|\,\frac{3}{2}\,O\,\Big\|\,\frac{3}{4}\,Ca+\frac{3}{4}\,C+\frac{3}{2}\,O\,\Big\|\,O\,\Big\|$$
$$\Big\|-\Big\|\,Ca+C+O\,\Big\|\,\frac{3}{2}\,O\,\Big\|\,O\,\Big\|\,\frac{3}{4}\,Ca+\frac{3}{4}\,C+\frac{1}{2}\,O\,\Big\|-\Big\|\,O\,\Big\|\,\frac{1}{2}\,Ca+\frac{1}{2}\,C+O\,\Big\|$$
$$\Big\|\,\frac{1}{2}\,O\,\Big\|-\Big\|\,\frac{1}{4}\,Ca+\frac{1}{4}\,C$$

Selbstverständlich gewährt die Bestimmung der *Besetzungsdichte über gleiche Flächenbereiche* einen besseren Einblick in den Netzaufbau parallel zur $(3\bar{1}21)$-Fläche. Auch hier muß man auf eine Nachbarzelle übergreifen (Abb. 2 d, ABCD). In der Abbildung ist nicht die ganze Nachbarzelle dargestellt, sondern nur der zur Ergänzung nötige Teil. Die neue, deformierte Elementarzelle reicht von der Netzebene AC zur Ebene BD. Wieder ist zu beachten, daß infolge der neuen Grenzebenen nun die Zählung der Ebene B'E und aller zwischen A und E liegenden Ebenen etwas anders verläuft, denn ursprüngliche Ecken werden zu Kantenlagen, Punkte auf früheren Kanten liegen nun in Flächen usw. [1]. Die Zählung gibt:

$$\left(\frac{1}{4}+\frac{2}{8}\right)\mathrm{Ca}+\left(\frac{2}{8}+\frac{1}{4}\right)\mathrm{C}+\frac{1}{2}\,\mathrm{O}\,\|\,\mathrm{O}\,|\left(1+\frac{1}{2}\right)\mathrm{O}\,\|\,\mathrm{Ca}+\frac{2}{2}\,\mathrm{C}\,|-|\,2\,\mathrm{O}\,\|$$
$$|\left(\frac{1}{2}+\frac{2}{4}\right)\mathrm{Ca}+\left(\frac{1}{2}+\frac{2}{4}\right)\mathrm{C}+\left(1+\frac{1}{2}\right)\mathrm{O}\,,\mathrm{O}\,\|-|\,\frac{2}{2}\,\mathrm{Ca}+\mathrm{C}+\frac{2}{2}\,\mathrm{O}\,\|$$
$$|\left(1+\frac{2}{2}\,\mathrm{O}\right|\mathrm{O}\,|\left(\frac{1}{4}+\frac{2}{8}\right)\mathrm{Ca}+\left(\frac{2}{8}+\frac{1}{4}\right)\mathrm{C}+\frac{1}{2}\,\mathrm{O}$$

das ist:

$$\frac{1}{2}\,\mathrm{Ca}+\frac{1}{2}\,\mathrm{C}+\frac{1}{2}\,\mathrm{O}\,\|\,\mathrm{O}\,\|\,\frac{3}{2}\,\mathrm{O}\,\|\,\mathrm{Ca}+\mathrm{C}\,\|-|\,2\,\mathrm{O}\,\|\,\mathrm{Ca}+\mathrm{C}+\frac{3}{2}\,\mathrm{O}\,,\mathrm{O}\,-$$
$$\mathrm{Ca}+\mathrm{C}+\mathrm{O}\,\|\,2\,\mathrm{O}\,\|\,\mathrm{O}\,\|\,\frac{1}{2}\,\mathrm{Ca}+\frac{1}{2}\,\mathrm{C}+\frac{1}{2}\,\mathrm{O}$$

Auch hier bleiben beiderseits EB' die zweitbenachbarten Ebenen unbesetzt, doch gilt das nur für den gewählten Elementarbereich. Die vorne und hinten liegenden Zellen zeigen doch Punktlagen und an deren Stelle sind andere Ebenen bei den Nachbarzellen unbesetzt. Zählt man wieder die (halben) Besetzungen der ersten (AC) und der letzten Ebene (BD) der Serie $(3\bar{1}21)$ zusammen, so erhält man die Ebenenserie:

$$(\mathrm{Ca}+\mathrm{C}+\mathrm{O})\,\|\,\mathrm{O}\,|\,\frac{3}{2}\,\mathrm{O}\,\|\,(\mathrm{Ca}+\mathrm{C})\,|-|\,2\,\mathrm{O}\,|\left(\mathrm{Ca}+\mathrm{C}+\frac{3}{2}\,\mathrm{O}\right)\,|\,\mathrm{O}\,|-|$$
$$(\mathrm{Ca}+\mathrm{C}+\mathrm{O})\,\|\,2\,\mathrm{O}\,\|\,\mathrm{O}=4\,\mathrm{CaCO_3}$$

Überblickt man die verschiedenen Bilddarstellungen (Grundriß, Aufrisse, schiefe Bilder), so ist sofort zu erkennen, daß ein Blick auf

[1] Der neue Zellenbereich (ABCD statt ABA'B') umfaßt auch nicht mehr 19 $(3\bar{1}21)$-Ebenen, sondern nur mehr 13, wenn auch das Volumen der Elementarzelle gleich blieb.

die hindurchgelegten Ebenenspuren einer Fläche genügt, um, wenn auch nicht zahlenmäßig, so doch dem Wesen nach, rasch „gemischte" und „ungemischte" Netzebenen zu unterscheiden. So zeigt sich z. B. beim Kalkspat in den verschiedenen Aufrissen sofort, daß ausschließlich parallel der Basisfläche ungemischte Ca- und CO_3-*Ionen*ebenen abwechseln. Eine reinliche Scheidung in *un*gemischte Ca-, C- und O-Ebenen ist ausgeschlossen. Auch eine überschlagsmäßige Angabe über die Besetzung einzelner Ebenen einer Serie ist überaus leicht aus den verschiedenen Rissen möglich, was in vielen Fällen zur Entscheidung mancher Strukturfragen genügt.

Zusammenfassung.

Es wird gezeigt, daß durch Verwertung von Kopfbild, Aufrissen und schiefen Bildern der Elementarzelle eines Kristalles mit Eintragung aller ihr angehöriger Punktlagen graphisch auf einfache Weise die Netzebenenabstände für bestimmte Flächen bzw. deren Besetzungsdichte, sei es nun für den Bereich der Elementarzelle, oder besser für gleiche Flächenbereiche, zu bestimmen möglich ist.

Aus der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal — Wien III
und dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der ostalpinen Metallprovinz.

Von

Erich Schroll.

Mit 10 Textabbildungen.

(Eingelangt am 16. Juli 1954.)

Über das Vorkommen und die Verbreitung seltener Spurenelemente und auch wichtiger Spurenmetalle wie Bi, Te, Sn, In, Hg, Ga, Ge und Tl in der ostalpinen Erzprovinz ist bisher nur wenig oder auch nichts bekannt geworden.

So liegen nur mineraltopographisch zusammenfassende Arbeiten von *F. Czermak* und *J. Schadler* (Lit. 3) über As, von *G. Hiessleitner* (Lit. 17, 18) über Ni, As und Sb und von *H. Meixner* (Lit. 24) über verschiedene andere Elemente vor, während systematische geochemische Spurenuntersuchungen bisher nicht durchgeführt worden sind.

Die vorliegende Arbeit soll wesentliche Ergebnisse einer an anderer Stelle erscheinenden umfangreichen Untersuchung (Lit. 37) über Spurengehalte in Bleiglanzen und Zinkblenden zur zusammenfassenden Darstellung bringen. Von den Erzproben wurden halbquantitative spektrochemische Analysen angefertigt, deren Resultate auszugsweise in einigen vorhergehenden Veröffentlichungen des Verfassers (Lit. 32 bis 37) bereits festgehalten worden sind.

Es wurde angestrebt, Blei-Zink-Erze von möglichst vielen ostalpinen Fundorten zu untersuchen. 210 verschiedene Fundorte konnten erfaßt werden, 203 Bleiglanz- und 256 Zinkblendeproben wurden insgesamt analysiert.

Trotzdem wäre es wünschenswert, das Netz der Fundorte noch engmaschiger zu ziehen und von jedem Fundort eine größere Zahl möglichst minerogenetisch unterschiedlicher Proben zu erhalten, was in ergänzenden Arbeiten nachgetragen werden soll.

Abb. 1 gibt einen Überblick über die Verteilung und geologische Position der in der geochemischen Analyse erfaßten Fundorte [1]. In

[1] An Häufungsstellen, so z. B. in der Gailtaler Trias, mußten aus zeichentechnischen Gründen einige Fundpunkte weggelassen werden. Ebenso sind mehrere Fundorte in den nördlichen Kalkalpen nicht eingetragen, da Erzproben von diesen erst nachträglich untersucht worden sind.

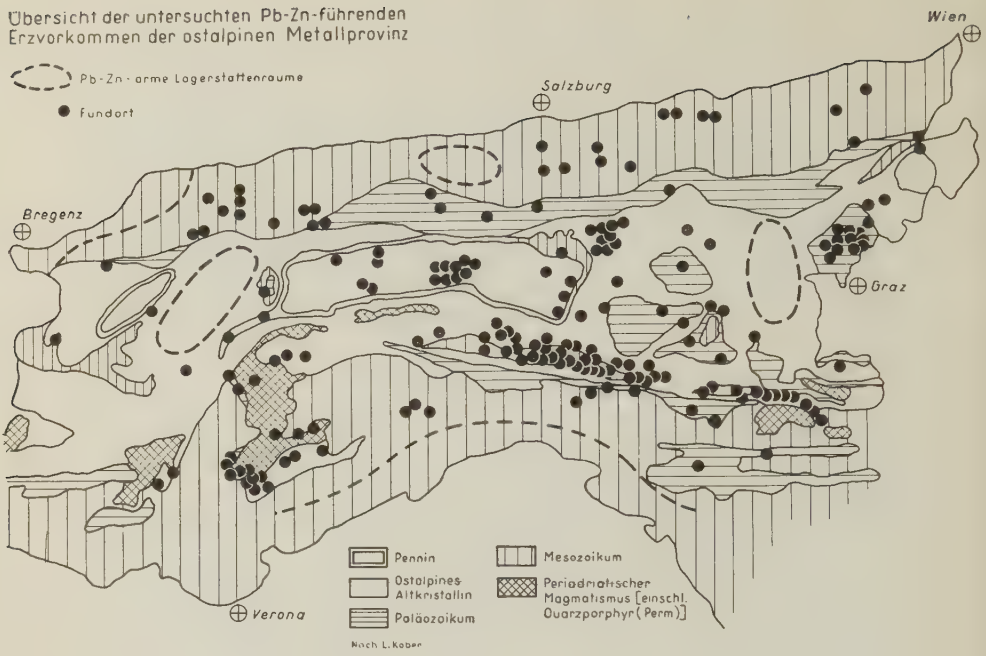

Übersicht der untersuchten Pb-Zn-führenden Erzvorkommen der ostalpinen Metallprovinz
Pb-Zn-arme Lagerstättenräume
Fundort
Wien
Salzburg
Bregenz
Graz
Verona
Pennin
Ostalpines Altkristallin
Paläozoikum
Mesozoikum
Periadriatischer Magmatismus [einschl. Quarzporphyr (Perm)]
Nach L. Kober

Abb. 1.

Die Verbreitung des Spurenelementes Bi in ostalpinen Bleiglanzen
Maximalgehalt 100-1000 g/t Bi/PbS
über 1000 g/t
Andere Vorkommen von Bi-Mineralien
Bi-reiche Lagerstättenräume
Bi > Sb
Bi > Sb
Wien
Salzburg
Bregenz
Graz
Verona

Abb. 2.

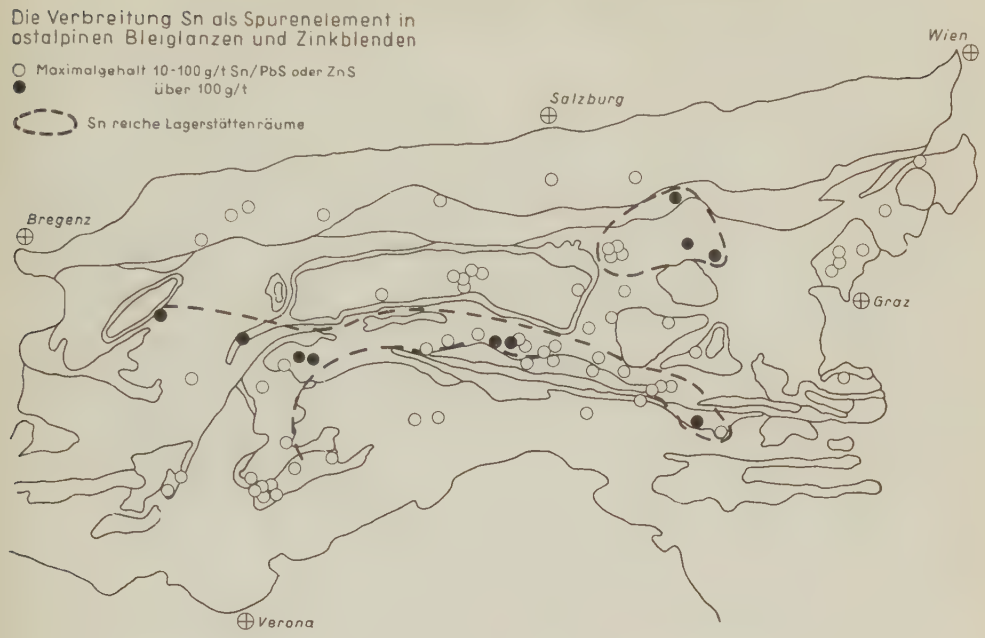

Die Verbreitung Sn als Spurenelement in
ostalpinen Bleiglanzen und Zinkblenden
Maximalgehalt 10-100 g/t Sn/PbS oder ZnS
über 100 g/t
Sn reiche Lagerstättenräume
Wien
Salzburg
Bregenz
Graz
Verona

Abb. 3.

Die Verbreitung des Spurenelementes In
in ostalpinen Zinkblenden
Maximalgehalt 10-100 g/t In/ZnS
über 100 g/t
In-reicher Lagerstättenraum
Wien
Salzburg
Bregenz
Graz
Verona

Abb. 4.

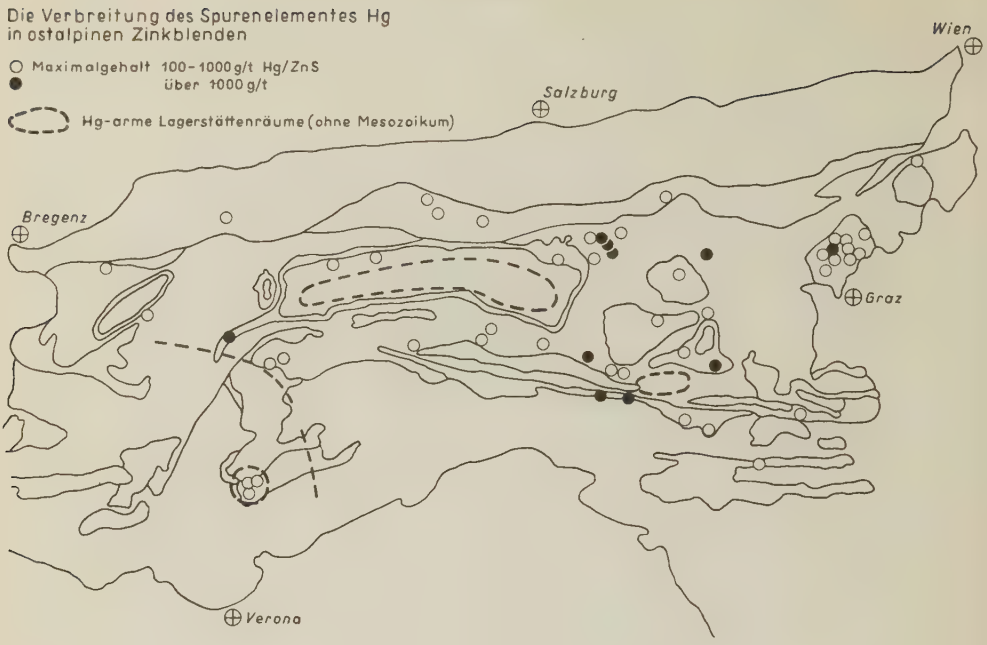

Die Verbreitung des Spurenelementes Hg
in ostalpinen Zinkblenden
Maximalgehalt 100–1000 g/t Hg/ZnS
über 1000 g/t
Hg-arme Lagerstättenräume (ohne Mesozoikum)
Wien
Salzburg
Bregenz
Graz
Verona

Abb. 5.

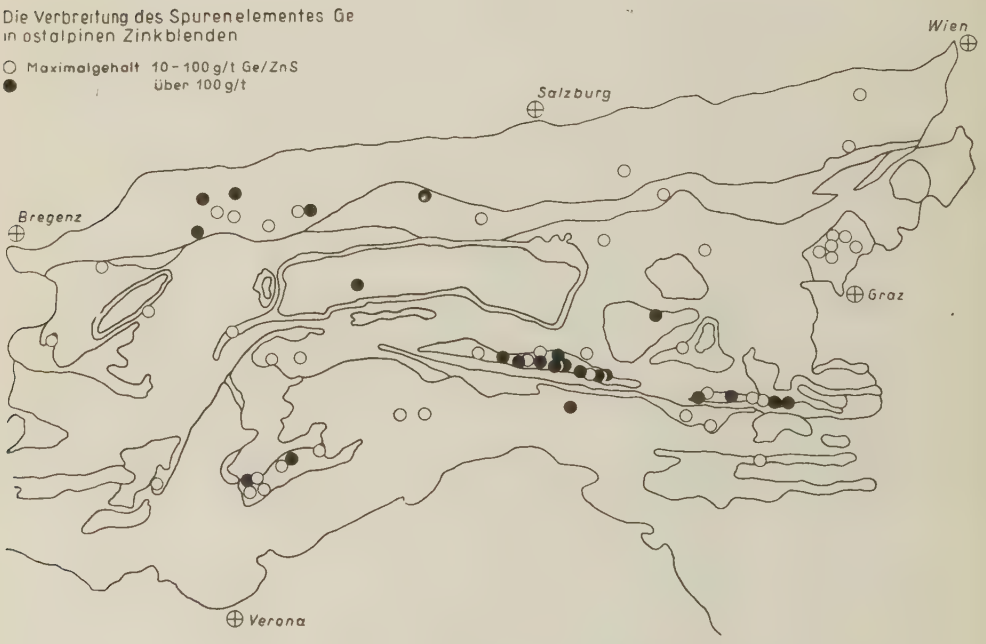

Die Verbreitung des Spurenelementes Ge
in ostalpinen Zinkblenden
Maximalgehalt 10–100 g/t Ge/ZnS
über 100 g/t
Wien
Salzburg
Bregenz
Graz
Verona

Abb. 6.

Die Verbreitung des Spurenelementes Tl in ostalpinen Zinkblenden und Bleiglanzen
○ Maximalgehalt 10 – 100 g/t Tl/in ZnS
● über 100 g/t
△ 10 – 100 g/t Tl/in PbS
▲ über 100 g/t
Wien
Salzburg
Bregenz
Graz
Verona

Abb. 7.

Erzbezirke der ostalpinen Metallprovinz
Wien
Salzburg
TRIASISCHER ERZBEZIRK
Bregenz
OSTALPIN-MURIDER ERZBEZIRK
TAURIDER ERZBEZIRK
OSTALPIN-MURIDER ERZBEZIRK
Graz
OSTALPIN-PERIADRIATISCHER ERZBEZIRK
TRE
JUDIKARISCHER ERZBEZIRK
TRIASISCHER ERZBEZIRK
SAVISCHER ERZBEZIRK
Verona

Abb. 8.

den beigefügten Kärtchen (Abb. 2 bis 7), die im einzelnen unten noch eine nähere Erläuterung erfahren sollen, sind der Anschaulichkeit halber jene Erzvorkommen, deren Pb-Zn-Erze die genannten Spurenelemente in angegebenen maximalen Konzentrationsklassen enthalten, gesondert markiert.

I. Die regionale Verbreitung einiger Spurenelemente in der ostalpinen Metallprovinz.

1. Die Verbreitung von Bi und Te in Bleiglanzen (Abb. 2).

Bi gilt als Leitelement heißthermaler Erzparagenesen und ist damit für herdnahe („perimagmatische") Vererzungen kennzeichnend. Te erscheint hauptsächlich an Au-führende Erzparagenesen gebunden, daneben auch an mesothermale Cu-Erze.

Hohe Bi-Gehalte bei untergeordneten Sb-Konzentrationen muß man daher in Bleierzen des penninischen Tauernfensters antreffen. Die Spurenanalyse hat dies bestätigt und ergeben, daß sich die Mikroparagenesen der Bleiglanze aus den jungalpinen Tauerngoldgängen von denen aus altalpinen Vererzungen vom Typ Schellgaden grundsätzlich unterscheidet:

PbS	Jungalpine Tauerngoldgänge	Gehalte an Bi extrem hoch (Bi bis 5%) Te selten nachweisbar
	Altalpine Vererzungen (Typ Schellgaden)	Bi von mittlerer Größenordnung 0·01 bis 0·1% Te regelmäßig nachweisbar

Bi- und Te-Erze (Cosalit, Galenobismutit, Tetradymit) sind im Au-hältigen „Grauerz" der Tauerngoldgänge nachgewiesen (*W. Siegl,* Lit. 39), während in der Schellgadener Erzparagenese neben Tetradymit, Sylvanit auch Altait (PbTe) gefunden worden ist (*O. Friedrich,* Lit. 7).

Bi-führende Erzparagenesen treten östlich des Tauernfensters in Au-Vererzungen wie Kliening oder Fe- (Siderit-) Lagerstätten wie Hüttenberg und Waldenstein auf (*H. Meixner,* Lit. 24). Zwei Bleiglanzproben von Hüttenberg zeigten aber einen eindeutig überwiegenden Sb-Gehalt, der wohl durch ein jüngeres minerogenetisches Alter dieser Erze zu erklären ist. Wahrscheinlich aus denselben Gründen weisen die untersuchten Bleiglanze der Schladminger Vererzung keine nennenswerten Bi-Gehalte auf, obwohl verschiedene Bi-Erze (unter anderem auch Emplektit und Wittichenit) von dort bekannt geworden sind (*O. Friedrich,* Lit. 9). Bi konnte dagegen im Bleierz von der Siebenbürger Alpe bei Pusterwald neben Sb (0·3%) in höherer Konzentration (0·3%) festgestellt werden.

Südlich der Tauernkulmination liegen im Bereich der periadriatischen Aufbruchszone eine weitere Kette Bi-führender Metallisationen.

So zeigt der Bleiglanz von Drauwald (Bosruck), von einigen Vorkommen im Klagenfurter Becken (Plescherken, Rade/Keutschach) neben dem vorwiegenden Gehalt an Sb eine bemerkenswert hohe Konzentration an Bi (0·01 bis 0·1%). Bi dominiert auch in der Mikroparagenese der Bleierze aus den Kieslagern der Kreuzeckgruppe (Lamnitz/Pollitzenberg, Knappenstube/Zwickenberg), während es in den Au-Erzgängen (Dechant, Krahkofel) des gleichen Gebietes zurückzutreten scheint. Bi ist ferner in den Bleierzen vom Pfunderer Berg, Schneeberg sowie einigen Vorkommen an der Judikarienlinie festgestellt worden. Ein weiterer Häufungspunkt liegt im Bereich des Cima-d'Asta-Granites.

Bi ist aber auch an der Metallisation der nördlichen Grauwackenzone beteiligt. Es wird ebenso in Fahlerz-, Kupferkiesvorkommen, Kieslagern, wie auch in Siderit- und Magnesitlagerstätten angetroffen.

Bi ist im Fahlerz von Brixlegg und Bleiglanz von Schwaz nachzuweisen. Gediegenes Wismut ist von der Kupferkieslagerstätte Mitterberg bekannt (*Böhne*, Lit. 1). Ein jüngst dort gefundener Bleiglanz[1] ergab einen extrem hohen Gehalt an Bi (5%) und Spuren an Te (0·03%). Der Gehalt an Sb ist verhältnismäßig niedrig (0·1%). Die Mikroparagenese dieses Bleiglanzes von Mitterberg entspricht der von Bleierzen aus den Golderzgängen der Hohen Tauern.

Einen hohen Bi-Gehalt zeigt eine Bleiglanzprobe des Kieslagers von Öblarn. Auch die Fahlerze aus Magnesitvorkommen (z. B. Veitsch) und Sideritvererzungen (z. B. Schendlegg) sind durch bemerkenswerte Gehalte an Bi ausgezeichnet.

Als Bi-hältiges Erz ist der „Eichbergit" von *O. Grosspietsch* (Lit. 11) aus dem Magnesitvorkommen vom Eichberg (Payerbach) beschrieben worden. Nach einer neueren Analyse des Verfassers enthält ein Erzgemenge aus vornehmlich Bournonit neben Jamesonit und Boulangerit nur 2·2% Bi. Daneben konnte noch ein Gehalt an Te ($\sim$ 1%) gefunden werden. Tetradymit konnte nach chalkographischen Untersuchungen jedoch nicht nachgewiesen werden; Bi und Te ist im Bournonit ebenso wie im „Eichbergit", dessen röntgenographisches Pulverdiagramm mit dem von Boulangerit ident erscheint, nachweisbar[2].

Vergleichsweise ist zu erwähnen, daß *H. Meixner* (Lit. 24) von der Magnesitlagerstätte auf der Millstätter Alpe (Radenthein) das Vorkommen von Tetradymit beschrieben hat. Der Bleiglanz dieses Fundortes soll gleichfalls Bi-hältig sein. Diese Paragenese steht allerdings mit den bereits erwähnten Bi- und Te-führenden Vererzungen des Tauernfensters in klarem Zusammenhang.

Im Semmeringgebiet verdient auch der hohe Bi-Gehalt im Bleiglanz aus Erzspuren im Riebeckitgneis von Gloggnitz besondere Aufmerksamkeit.

Vergleicht man Fahlerzproben der nördlichen Grauwackenzone mit solchen aus dem südalpinen Paläozoikum (z. B. Schwabegg,

[1] Die Bleiglanzprobe wurde auf einer Exkursion des Mineralogischen Institutes der Universität Wien im Haldenhaufwerk gefunden. Die Erzstufe enthält neben Kupferkies auch Gersdorffit. Ebenso läßt die Gangart, Quarz und Dolomit, sowie das Nebengestein die Fundortsangabe richtig erscheinen.

[2] Eine Arbeit über den „Eichbergit" ist in Vorbereitung.

St. Martin-Rosegg, Kleiner Grabans-Finkenstein, Tratten [Gailtal], Gočman), so fallen letztere durch Armut an Bi auf.

Die Bleierze der Triasvererzung sind ausgesprochen Bi-arm (Höchstwert 0·001%).

Eine Ausnahme macht nur ein Bleiglanz aus dem Gipsvorkommen von Golling (Salzburg), der einen höheren Bi-Gehalt besitzt. Dieses Vorkommen ist jedoch genetisch nicht zur triasischen Pb-Zn-Vererzung zu rechnen.

2. *Die Verbreitung von Sn in Bleiglanzen und Zinkblenden.*

Die ostalpine Metallprovinz ist durch eine ausgesprochene Sn-Armut ausgezeichnet. Selbst über das Vorkommen von Spuren an Zinnerzen ist nur sehr wenig bekannt [1].

Besonders Sn-arm erscheint die zentrale Vererzung des Tauernfensters. In Bleiglanzen wurde höchstens 0·003% Sn gefunden.

Wenig Zinnstein in Paragenese mit Molybdänglanz ist von *H. Haberlandt* und *E. Schroll* auf einer Erzstufe aus Bad Gastein (Fundstelle Hotel Europe) nachgewiesen worden. In den Mn-hältigen radioaktiven Quellsintern (Reissacheriten) von Gastein hat der Verfasser spektrochemisch Gehalte bis zu 0·05% Sn gefunden. Sn-Spuren bis zu 0·01% kommen in den Kluftrutilen (TiO_2) des Tauerngebietes (z. B. Ritterkar, Plexen) vor.

Zinnkies wird nur von *P. Ramdohr* (Lit. 30) vom Bärenbad im Hollersbachtal erwähnt.

Arm an diesem Element sind auch die Lagerstätten vom Typ Schellgaden. Sn wurde nur in einer Bleiglanzprobe mit der Fundortbezeichnung „Pöllatal, Karlbad" festgestellt.

In den Bleiglanzen und Zinkblenden aus dem Altkristallin und Paläozoikum findet man wesentlich häufiger und in höheren Konzentrationen Sn. In der Schladminger Vererzung konnte Sn in einer Konzentration von 0·01% in Blenden, in einem Bleiglanz 0·005% beobachtet werden.

Von der Zinkwand-Vöttern ist nach den chalkographischen Untersuchungen von *O. Friedrich* (Lit. 9) auch Zinnstein bekannt.

In einer Blendeprobe von Oberzeiring war 0·03% Sn enthalten. Dagegen erwiesen sich zwei Bleiglanzproben von Hüttenberg als Sn-frei.

H. Meixner (Lit. 24) beschreibt einen Fund von Zinnkies neben Kupferkies von der Hüttenberger Sideritlagerstätte.

Geringe Sn-Spuren (0·001 bis 0·01%) sind regelmäßiger in Pb-Zn-Erzen von alten heißthermalen Lagerstätten des Ostalpins an-

[1] Die Verbreitung des Sn in alpinen Kupferkiesen soll in einer weiteren Arbeit untersucht werden, orientierende Untersuchungen haben gezeigt, daß das Vorkommen dieses Spurenelementes die aufgezeigte regionale Verteilung bestätigt.

zutreffen, welche in stärkerem Maße die Erscheinungen einer Metamorphose zeigen (z. B. Lamprechtsberg [Koralm], Silberloch [Ratten], Ramingstein, Öblarn). Sn-Spuren sind auch in Pb-Zn-Erzen von Vorkommen der östlichen Grauwackenzone bemerkenswert.

Auch der „Eichbergit" enthält in mäßigen Konzentrationen (0·01 bis 0·1%) Sn.

Die Sn-reichsten Erzvorkommen der Ostalpen liegen im Altkristallin, bzw. Paläozoikum südlich des Tauernfensters im Bereich der periadriatischen Intrusionen. Geringe Sn-Gehalte (0·0005 bis 0·01%) zeigen die Bleiglanze aus dem Kärntner Seengebiet (Roda, Plescherken, Kathreinkogl).

R. Canaval (Lit. 2) berichtet von einem Fahlerz von Finkenstein (Samonig) mit 0·1 bis 0·2% Sn. Vom Verfasser wurden in einer Fahlerzprobe dieses Fundortes ebenfalls Sn-Spuren gefunden. Fahlerze anderer Vorkommen (z. B. Schwabegg, Tratten) sind Sn-frei.

Die Erze aus der Kreuzeck-Vererzung können extrem hohe Gehalte an Sn aufweisen (z. B. Zinkblende von Draßnitz [Moorwald] 0·1% Sn).

O. Friedrich (Lit. 10) erwähnte vom Kiesvorkommen Lienzer Schloßberg Zinnkieseinschlüsse in Zinkblenden. Dieses Spurenerz wurde vom Verfasser auch in einer dunklen Blende von der Dechant und von Draßnitz nachgewiesen.

Sn-Spuren konnten sehr häufig auch in Antimoniterzen der Vorkommen im oberen Drautal (z. B. Rabant) beobachtet werden.

Es verdient vermerkt zu werden, daß sich in der weiteren Fortsetzung dieser Sn-reichen Zone auch einige Pegmatitvorkommen befinden, aus denen spurenweise Zinnstein bekannt geworden ist (z. B. Jungfernsprung bei Annenheim/Ossiacher See. *H. Meixner* [Lit. 24]). Deutliche Sn-Spuren ($\sim$ 0·1%) konnte der Verfasser auch in den Ta-Nb-Mineralien (Columbit, Tapiolith) aus dem bekannten Pegmatitvorkommen von Spittal am Millstätter See spektrochemisch nachweisen.

Relativ Sn-haltige Vererzungen scharen sich in dieser Zone um den Brixener und Iffinger Granit (Schneeberg, Pfunderer Berg, Eggertal, in entfernterer Lage auch Tösens). In Zinkerzen dieser Vorkommen reichert sich dieses Spurenelement bis über 0·1% an.

Die Pb-Zn-Erze aus den Vorkommen an der Judikarienlinie, aus dem Bozner Quarzporphyr und dem Cima-d'Astra-Kristallin sind fast regelmäßig durch geringe Sn-Konzentrationen (maximal 0·01%) ausgezeichnet.

Zinnkies wurde in der Erzparagenese des Kieslagers von Agordo beobachtet (Lit. 41).

Sn-Gehalte in Erzen aus der alpinen Trias sind im allgemeinen selten. Höhere Konzentrationen (maximal 0·01%) wurden nur vereinzelt in Blendeproben von Dirstentritt und Feigenstein festgestellt.

3. Die Verbreitung von In in Zinkblenden.

Das In folgt in der Verbreitung mehr oder weniger dem Sn. Die jungen Goldquarzgänge der Hohen Tauern führen auch nur Zinkblenden mit mäßigen In-Gehalten (höchstens 0·03%). Dasselbe gilt von anderen Fundorten im Ostalpin (Konzentrationen in der Schladminger Vererzung [maximal 0·03%], Lamprechtsberg [0·01%]).

Für alpine Verhältnisse extrem In-reiche Zinkerze sind ausschließlich auf die Vorkommen des periadriatischen Erzbezirkes beschränkt:

Zinkblende von der Knappenstube (Zwickenberg)	0·1%
Stottergraben (Lengholz)	0·1%
Schneeberg	0·0003 bis 0·05%
Pfunderer Berg	0·0005 bis 0·1%

Die In-Gehalte anderer südalpiner Pb-Zn-Vorkommen bewegen sich höchstens in der Größenordnung der Tauernvererzung.

z. B. Zinkblende von Terlan	< 0·0005 bis 0·005% In
Roncegno	0·0005 bis 0·05%
Ploceri (Val Fersina)	0·0005%
Pregosa (Val Fersina)	0·01%
Canal San Bovo (Primiero)	0·01%
Val Breguzzo	0·0005 bis 0·01%

Geringe Gehalte an diesem Spurenelement sind bei Zinkerzen aus diesem südalpinen („judikarischen") Erzbezirk fast regelmäßig anzutreffen.

Die Zinkblenden aus der Trias sind praktisch fast In-frei (« 0·001%).

Die Verbreitung des In läuft in großen Zügen der des Bi im Bleiglanz parallel, wie es einem Spurenelement heißthermaler Paragenesen entsprechen muß.

Sehr geringe Spuren an In sind nach gemeinsamen Untersuchungen des Verfassers mit *M. Brandenstein* in sideritischen Gangmineralien der Tauernvererzung (Siderit von der Goldzeche, Ankerit von der Grieswies [Rauris]) nachweisbar, während dieses Spurenelement den Sideriten der an die Werfener Schichten gebundenen Vorkommen auch in geringsten Spuren zumeist fehlt. In letzteren wurden dagegen lokal bemerkenswerte Spurenkonzentrationen an Sc festgestellt (z. B. Schendlegg/Raxgebiet).

4. Die Verbreitung des Hg in Zinkblenden.

Neben Au, As, Cu, Fe, Mg und Sb ist Hg ein Hauptmetall der ostalpinen Erzprovinz. Fast alle Hg-Lagerstätten sind an Gesteinsserien paläozoischen Alters oder zumindest an deren unmittelbare Nachbarschaft gebunden. Im Deckenbereich des Ostalpins sind es in erster Linie Vorkommen Hg-hältiger Fahlerze.

Höhere Hg-Konzentrationen sind ja auch in fast allen ostalpinen Fahlerzen (Ausnahmen u. a. Dechant/Kreuzeckgruppe [höhertemperiertes Vorkommen!] sowie einige Fundorte im Bereich des Klagenfurter Beckens) nachweisbar. Zinnober tritt in großer Intensität als lagerstättenbildendes Erz erst am Südrand der Alpen (z. B. Littai, St. Anna-Neumarktl, Idria und als letzter Ausläufer im Westen das Vorkommen von Valalta-Sagron bei Primiero) auf.

Hg findet man als Spurenelement ebenso häufig in der Zinkblende verbreitet wie im Fahlerz.

Naturgemäß fehlt das Hg in den Blenden der hochthermalen Au-Erzgänge des Tauernfensters. Es erscheint als Spurenelement mäßiger Konzentration (maximal 0·03%) erst in der jüngsten Fe-armen Blendegeneration der epithermalen Pb-Zn-Vererzungen vom Typ Achselalpe, welche geologisch und geochemisch zum unmittelbaren Gefolge der jungalpinen Tauernmineralisation zu rechnen sind. Hg-haltig sind dagegen Blenden aus altalpinen Kieslagern der penninischen Zentralzone (z. B. Sprintzgassen) sowie Blenden aus dem Venedigergebiet (Mullwitzaderl).

In Blenden aus Vorkommen im Altkristallin und Paläozoikum des Ostalpins und der Dinariden (Karawanken) ist das Hg oft in außerordentlicher Größenordnung enthalten:

Zinkblenden aus der Grauwackenzone	0·01 bis 0·1% Hg
aus dem Grazer Paläozoikum	0·01 bis 0·3%
Murauer und Gurktaler Paläozoikum	0·005 bis 0·1%
Karawankenpaläozoikum	0·03 bis 0·3%
Savepaläozoikum (Littai)	0·05%
aus der Brettsteinserie	0·01 bis 1%
aus dem Schladminger Altkristallin	0·05 bis 0·5%
von Obernberg/Brenner	0·1%
Schneeberg	0·01 bis 0·1%
Rabenstein/ST.	0·01 bis 0·03%

Dagegen sind die Zinkerze einiger Vorkommen im Altkristallin auffallend Hg-arm. Zum Teil sind es allerdings Erze aus heißthermalen Paragenesen von Kiesvorkommen (wie Silberloch/Ratten, Lamprechtsberg, Draßnitz und Stottergraben/Kreuzeckgruppe, Panzendorf) oder Kontaktlagerstätten (wie Pfunderer Berg). Ebenso tritt Hg auch in einigen metamorphen Pb-Zn-Vorkommen zurück: Ramingstein, Siebenbürger Alpe (Pusterwald), Pflersch/Gossensassen, Moosburg, Plescherken und Rade/Keutschach, Meißelding. Die meisten der Hg-armen Pb-Zn-Vorkommen liegen im Bereich der alpinen Scheitelzone (Klagenfurter Becken, Kreuzeckgruppe).

Ebenso Hg-arm (maximal 0·005) haben sich alle Pb-Zn-Vorkommen des Bozner Porphyrplateaus, des Altkristallins der Cima d'Asta und an der Judikarienlinie erwiesen. Allein die Lagerstätten-

gruppe von Roncegno-Cinque Valli-Sasso d'Argento hebt sich durch einen entsprechenden Hg-Gehalt der Blende (0·005 bis 0·03%) deutlich ab. Die Hg-armen Pb-Zn-Vorkommen Südtirols, welche also westlich einer Linie zwischen Cima d'Asta und Brixener Granit liegen, zeigen im Fehlen des Hg bereits typisch westalpinen Charakter.

Hg-frei sind die Zinkblenden aus den Vererzungen der präalpinen Autochthonmassive der Westalpen (z. B. Goppenstein, Les Trappistes).

Die Triasvererzungen sind im allgemeinen als Hg-frei ($<0{\cdot}001\%$) anzusprechen. In der ostalpinen Metallprovinz findet man Hg nur in der Nordtiroler Lagerstättengruppe der Trias bis 0·01% angereichert.

5. Die Verbreitung des Ga in Zinkblenden.

Das Spurenelement Ga zeigt in den Mikroparagenesen ostalpiner Zinkblenden ein ähnliches regionales Verteilungsbild wie Hg, wobei allerdings regionale Verteilungsgesetzmäßigkeiten gegenüber lokalen minerogenetischen Einflüssen zurückzutreten scheinen. Man kann hohe Ga-Gehalte auch in Hg-armen Blenden antreffen. So kommt Ga vereinzelt in Blenden der Triasvererzung bis zu Gehalten von 0·1% angereichert vor.

Die Blenden der epithermalen Pb-Zn-Vererzungen vom Typus Achselalpe weisen gegenüber denen aus den Au-Erzgängen, die als Ga-frei zu bezeichnen sind, beachtliche Gehalte (0·01 bis 0·1%) auf. Die Vorkommen des Altkristallins und Paläozoikums besitzen wechselnde Ga-Konzentrationen, welche oft auch unter der Nachweisgrenze von 0·001% liegen. Die Ga-Gehalte zeigen selbst in den sonst wenig differenzierten Mikroparagenesen der Blenden aus dem Grazer Paläozoikum eine große Variationsbreite ($<0{\cdot}001$ bis 0·1%). Extrem hohe Ga-Konzentrationen (0·1 bis 0·3%) wurden unter anderem in Zinkblende vom Eggertal (Brixener Granit) und im Wurtzit von Roncegno gefunden.

6. Die Verbreitung des Ge in Zinkblenden.

Die alt- und jungalpine Tauernvererzung erscheint praktisch Ge-frei ($<0{\cdot}0001\%$); dies trifft auch für epithermale Blenden (z. B. Achselalpe) zu. Aus der Reihe fällt nur das Vorkommen vom Mullwitzaderl (Venediger) mit 0·0005 bis 0·05% Ge in den Blenden.

In Zinkblenden aus dem Altkristallin und Phylliten paläozoischen Alters läßt sich dieses Element häufiger, aber meist nur in geringfügigen Konzentrationen (unter 0·001% Ge) nachweisen. Höhere Ge-Gehalte in Zinkblenden von solchen Fundorten wurden angetroffen:

bei Wurtziten von Cinque Valli (Valsugana)	**0·03** bis **0·05%** Ge
Zinkblenden der Vererzung Cinque-Valli/Roncegno/Sasso d'Argento	0·0005 bis 0·003%
von Valsorda (Valsugana)	**0·01%**
Canale San Bovo (Primiero)	0·005%
Val Breguzzo (Judikarien)	0·0001 bis 0·003%
Tösens	0·001 bis 0·005%
Schneeberg	0·0005 bis 0·001%
Rabenstein (Sarntal)	< 0·0001 bis 0·005%
Thumersbach (Zell am See)	**0·01%**
der Schladminger Vererzung	< 0·0001 bis 0·005%
von Oberzeiring	0·005%
Kulmberg	0·005%

Regelmäßig sind geringe Ge-Konzentrationen (unter 0·001%) bei Zinkerzen von Vorkommen an der Judikarienlinie, im Gebiet der Cima d'Asta und des Quarzpophyrplateaus sowie aus Kieslagern festzustellen.

Höhere Ge-Gehalte sind im allgemeinen häufiger bei Blenden aus paläozoischen Sedimentgesteinen (Tonschiefern, Kalken u. ä.).

Zinkblenden aus dem Grazer Paläozoikum	0·0001 bis 0·01 (⌀ 0·002) % Ge
von Mettnitz	0·03 bis 0·05%
Reichenberg (Aßling)	0·01%
Littai	0·01%
Kl. Grabans (Finkenstein)	0·005%
Leogang	0·03%

Die ostalpinen Fahlerze sind gewöhnlich sehr arm an Germanium. Ge-Gehalte wurden von Herrn *N. Azer Ibrahim*, der zur Zeit mit einer eingehenderen spurenchemischen Untersuchung ostalpiner Fahlerze am Mineralogischen Institut der Universität Wien befaßt ist, in solchen Erzen von Schwaz (Tirol) und Leogang gefunden.

Persistente Ge-Gehalte kennzeichnen alle Blenden aus triasischen Sedimenten. Die Konzentration an Ge kann allerdings von 0·0001 bis 0·5% variieren, wobei regionale Eigenheiten teilweise durch minerogenetische Einflüsse überdeckt werden können. Das Ge reichert sich vor allem bei der Bildung von Schalenblende an (Lit. 34, 35).

Im Durchschnitt am Ge-reichsten erscheinen die Zinkerze aus der ladin-karnischen Stufe in den Karawanken und Gailtaler Alpen (Zinkblende von Radnik und der Jauken mit Ge-Konzentrationen bis 0·3%!).

Die Zinkvererzung des Anis (Muschelkalk) ist dagegen als Ge-arm zu bezeichnen (Maximalkonzentration 0·01%).

7. Die Verbreitung von Tl in Bleiglanzen und Zinkblenden.

Tl ist für Bleiglanz als Spurenelement weniger charakteristisch. Höhere Tl-Konzentrationen stellen sich bisweilen in Bi-reicheren Bleierzen der jungalpinen Tauerngolderzgänge ein (maximal 0·03%

Tl). Die Bleiglanze aus dem Altkristallin und Paläozoikum weisen fast durchwegs nur Tl-Gehalte unter 0·01% Tl auf. Relativ höhere Konzentrationen wurden gefunden:

Bleiglanz von Öblarn	0·01% Tl
Roncegno	0·005%
Tösens	0·003%
Mitterberg (Mühlbach)	0·003%
Panzendorf	0·001%
Treffen	0·001%
Prinzenkogel	0·001%
Pfunderer Berg	0·001%
Viarago (Valsugana)	0·001%
Canal San Bovo	0·001%

Auch Bleiglanze aus der Trias zeigen nur sporadisch Tl-Spuren:

Kathreinkogel (Keutschach)	0·05% Tl
Reinfalzalm (Ischel)	0·01%
Bleiberg-Ramoz (Davos)	0·01%
Peitleralm (Stangalpentrias)	0·005%
Vererzung der nördlichen Kalkalpen	< 0·0003 bis 0·01% (⌀ 0·0007%)
Vererzung der südlichen Kalkalpen	
a) anasische Stufe (Muschelkalk)	< 0·0003 bis 0·005% (⌀ 0·002%)
b) ladin-karnische Stufe (Wetterstein-kalk und Raibler Schichten)	< 0·0003 bis 0·005% (⌀ 0·0005%)

Tl ist dagegen das eigentliche Leitelement der Mikroparagenesen von Zinkblenden der Triasvererzung und fehlt Zinkerzen anderer Vorkommen überhaupt. Die Anreicherung dieses Spurenelementes, welches in Schalenblenden eine Maximalkonzentration von 1% *(Raibl)* erreichen kann, ist in hohem Maße minerogenetisch bedingt (Lit. 34, 35). Die Zinkblenden der ersten Erzgeneration zeigen nur in geringem Umfang stratigraphisch und lokal bedingte Konzentrationsunterschiede.

Zinkblende I aus der anisischen Stufe	0·0003 bis 0·005% Tl
Auronzo	0·0003 bis 0·005%
Gailtaler Alpen	0·0003 bis 0·003%
Fallsteinwand (Werfen)	0·0005%
Silberberg (Davos)	0·001 bis 0·005%
aus der ladin-karnischen Stufe	< 0·0003 bis 0·005%

II. Über die geochemische und geologische Bedeutung der Verteilung von Spurenelementen in ostalpinen Blei-Zink-Erzen.

Das Auftreten von gewissen Spurenelementen in Zinkblenden und auch in Bleiglanzen zeigt Abhängigkeit vom Bereich der Bildungstemperatur dieser Erze, worauf in vorhergehenden Arbeiten schon *R. Stoiber* (Lit. 40), *I. Oftedal* (Lit. 26), *H. Warren* und *R. Thompson* (Lit. 43) u.a. hingewiesen haben:

In Zinkblenden des heißthermalen Bildungsbereiches: In, Sn, Co.
In Zinkblenden des tiefthermalen Bildungsbereiches: Hg, Ga, Ge, Tl.
In Bleiglanzen des heißthermalen Bildungsbereiches: Bi, Te.
In Bleiglanzen des tiefthermalen Bildungsbereiches: Sb.

Diese statistisch erfaßbare Abhängigkeit von der Bildungstemperatur, die auch durch die Untersuchungen des Verfassers erhärtet erscheint, ist in Diagrammen der Abb. 9 für die wichtigsten Spurenelemente von Bleiglanz und Zinkblende schematisch dargestellt.

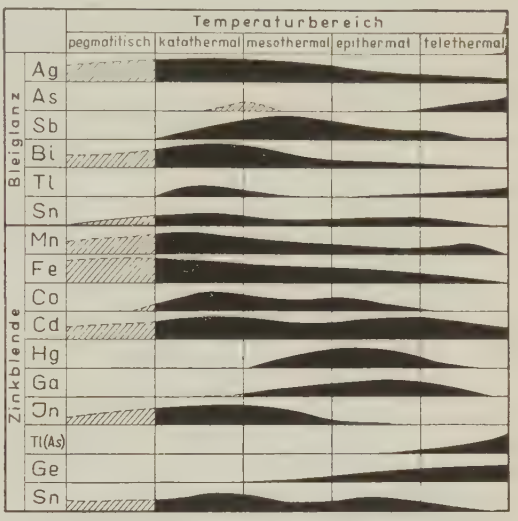


Abb. 9. Die Verteilung von Spurenelementen bei Bleiglanzen und Zinkblenden in der hydrothermalen Abfolge.

Die Abhängigkeit von der Bildungstemperatur kommt in der regionalen Verbreitung der Spurenelemente in der ostalpinen Metallprovinz vorzüglich in einem geochemischen Profil der Pb-Zn-Lagerstätten, folgend der tektonischen Aufwölbung der Ostalpen von N nach S, zum Ausdruck (Abb. 10).

Die Hochtemperaturspurenelemente des Bleiglanzes (Ag, Bi) und der Zinkblende (Co, In) erreichen in den tektonischen Kulminationen ihre maximalen Konzentrationen. Es erscheint bemerkenswert, daß sich die heißthermalen Mikroparagenesen in zwei, einander parallelen zentralen Zonen, im Bereich der Tauernkristallisation und der periadriatischen Intrusionen konzentrieren. Der Tauernzone fehlt jedoch weitgehend das Sn als Spurenelement — geringe Sn-Spuren treten nur in Bleiglanzen auf —, während dieses Metall in der südlichen zentralen Metallisationszone in den höchsten Gehalten aufscheint.

Die Tieftemperaturspurenelemente (Sb in PbS; Hg, Ga, Ge, Tl in ZnS) verhalten sich genau umgekehrt, da sie in ihrem Auftreten vornehmlich die Randzonen und den Scheitel des Orogens bevorzugen. Das Maximum der Tieftemperaturspurenelemente, bzw. Minimum der Hochtemperaturspurenelemente, würde in den Pb-Zn-Vererzungen der karnischen Trias in die Scheitelzone zu liegen kommen.

Solche Gesetzmäßigkeiten sind nicht nur auf das gezeigte Profil beschränkt, sondern sind entlang des gesamten tektonischen Reliefs

der Ostalpen festzustellen. In den geotektonischen Antiklinalen erreichen die Hochtemperaturspurenelemente maximale Konzentrationen, in den Synklinalen die Tieftemperaturspurenelemente.

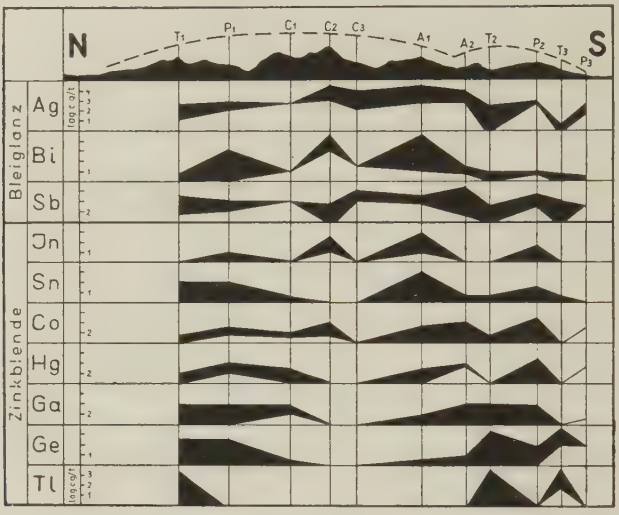


Abb. 10. Geochemisches Sammelprofil ostalpiner Bleiglanze und Zinkblenden. Das Profil ist zentral N—S durch das Tauernfenster gelegt. Aufgetragen wurde die aufgefundene Konzentrationsbreite (Maximal- und Minimalgehalt) der Spurenelemente Ag, Bi und Sb im Bleiglanz sowie In, Sn, Co, Hg, Ga, Ge und Tl in der Blende von nachstehend angeführten Lagerstättengruppen: K_1 = Pb-Zn-Vererzung der nördlichen Kalkalpen (Nordtiroler Erzbezirk). K_2 = Pb-Zn-Vererzung der südlichen Kalkalpen (Gailtaler Lagerstättengruppe). K_3 = Pb-Zn-Vererzung der südlichen Kalkalpen (Pb-Zn-Lagerstätten Raibl). P_1 = Pb-Zn-Erze aus der nördlichen Grauwackenzone (Fundorte: Schwaz, Leogang, Thumersbach). P_2 = Pb-Zn-Erze aus dem Karawanken-Paläozoikum. P_3 = Pb-Zn-Erze aus dem Save-Paleozoikum (Fundorte: Littai, Knapvose). A_1 = Pb-Zn-Erze aus dem Altkristallin der Kreuzeckgruppe (Kieslager und Gangvorkommen). A_2 = Pb-Zn-Erze aus dem Altkristallin (Fundorte: Guginock, Tragin, Treffen, Wernberg). C_1 = Pb-Zn-Erze der Tauernvererzung, Typ Achselalpe, C_2 = Typ Radhausberg, C_3 = Typ Silberpfennig (Fundorte: Silberpfennig, Zirknitz, Stanziwurten, Fleiß).

Dies trifft, wie bereits gezeigt, sowohl für geotektonische Antiklinalen und Synklinalen, die parallel zur O—W verlaufenden Achse des alpinen Orogens liegen, als auch weniger ausgeprägt für jene zu, welche zu diesem System senkrecht angeordnet sind. Das Tauernfenster mit seinen heißthermalen Erzparagenesen wäre eine solche Antiklinale, ebenso vielleicht das Wechselgebiet, an dessen Westrand Bi-reichere Mikroparagenesen zu finden sind. Ob dies auch eine Erklärung für die Ag-Armut der Bleierze in der Trias des oberösterreichischen Alpenvorlandes darstellt, die in einer Synklinale liegen, ist bereits fraglich.

Die Analyse der vorliegenden Untersuchungsergebnisse hinterläßt den nachhaltigen Eindruck, daß die Verteilung der Spurenelemente dem anzunehmenden Temperaturgradienten der ostalpinen Orogenese entspricht und daß daher die ostalpine Metallogenese ihren

Ursprung einem mehr oder weniger einheitlichen Vorgang verdanken muß. Dieses Ergebnis erscheint um so eindringlicher, wenn man die Spurenanalysen von Erzen anderer Provinzen gegenüberstellt. So betrachtet, würde dieser Befund jeder unitaristischen Hypothese gerecht werden.

Im einzelnen erfährt das gewonnene Bild jedoch wesentliche Einschränkungen. Die Verteilung der Spurenelemente zeigt, wenn man die vorgelegten Kärtchen (Abb. 2 bis 7) betrachtet, in regionaler Abhängigkeit charakteristische Unterschiede, die den Versuch einer Gliederung in Erzbezirke (Abb. 8) zulassen könnten. In diesem Zusammenhang scheint eher eine grundlegende Beziehung zum Alter und Schicksal geologischer Einheiten als zu tektonischen Linien zu stehen.

Das tektonisch tiefste Gebiet, welches im ostalpinen Raum aufgeschlossen ist, das Tauernfenster, erscheint in seinem Spurenmetallinhalt arm an Sn und Ge, auch Hg und Ga treten zurück, während Spurengehalte an Co, In, Bi und Te bevorzugt zu finden sind.

Die Metallisation des Tauernfensters ist zweifellos alpinen Alters, auch wenn sie aus wenigstens zwei verschiedenen Epochen der alpinen Orogenese stammt: aus einer Grünschiefermetallisation in der Schieferhülle, die in ihrem Ursprung in das Geosynklinalenstadium fällt sowie aus einer Metallisationsepoche, die genetisch in engste Verbindung zur Bildung granitischer Gesteine und zu den Erscheinungen der Tauernkristallisation zu bringen ist.

Diese jüngeren Vererzungen reichen von synorogenen („alpinotypen") pneumatolytisch-hydrothermalen Übergangslagerstätten (Typ Schellgaden) über postorogene („germanotype") katathermale Goldquarzgänge (Typ Radhausberg) bis zu epithermalen sideritischen (Typ Silberpfennig) und fluoritischen Pb-Zn-Vererzungen (Typ Achselalpe).

Pb-Zn-Erze aus Mineralklüften der westalpinen Autochthonmassive (z. B. aus dem Grimselgranit/St. Gotthardt) zeigen Mikroparagenesen der Tauernvererzung. Dagegen sind Zn-Erze aus den nach *F. Huttenlocher* (Lit. 20) spätvaristischen, aber alpin umgeformten apomagmatischen Pb-Zn-Lagerstätten (wie z. B. Goppenstein, Les Trappistes), die gleichfalls in den mit den Tauernzentralgraniten vergleichbaren Autochthonmassiven liegen, durch hohe Spurengehalte an Ge und Ga (0·005 bis 0·05%) deutlich zu unterscheiden; Hg fehlt, In-Spuren (0·001%) sind vorhanden.

Im Gebiet des Tauernfensters sind präalpine Erzlagerstätten bisher nicht nachgewiesen worden. Stofflich ist die Herkunft der Tauernmetallisation aus Differentiaten einer Granitbildung, die zu einer umfassenden Stoffmobilisation (Natronzufuhr) geführt hat, nicht zu leugnen (U, W, F, Bi, In). In der Schieferhülle vor allem können unter dem Einfluß der Metamorphose auch Elemente der geosynklinalen Grünschiefermetallisation hinzugekommen sein.

Die Pb-Zn-Erze der Tauerngoldgänge unterscheiden sich deutlich von denen der karpathischen Goldlagerstätten (slowakischer und siebenbürgischer Erzbezirk), welche im Vergleich in Zn-Erzen bevorzugt geringe Konzentrationen (unter 0·01%) an Ga, Ge, Hg und Sn aufweisen, während Co und In zumeist fehlen. Dies spricht mit anderen Argumenten auch gegen die Ableitung der Tauernvererzung von andesitischen Magmen (Lit. 19, 27).

Das Tauernfenster ist so unter Einschluß tiefthermaler Erzvorkommen als ein Erzbezirk („*taurider* Erzbezirk") zu betrachten, der sich auch durch die geochemische Analyse von Vererzungen in Deckengesteinen des Ostalpins unterscheiden läßt. So sind Pb-Zn-Erze von höherthermalen Vererzungszentren im Ostalpin (z. B. in den Schladminger Tauern, Kreuzeckgruppe, Cima d'Asta) mikroparagenetisch (unter anderem durch das Auftreten von höheren Konzentrationen an Hg, Ge, Sn und In) bei Erzen vergleichbarer Lagerstätten des tauriden Erzbezirkes deutlich zu unterscheiden. Es wäre dabei selbstverständlich abwegig, annehmen zu wollen, daß die Tauernmetallisation den Rahmen des Tauernfensters nicht überschritten hätte.

Dies beweist unter anderem die Zusammensetzung der Makroparagenese von höherthermalen Vererzungen wie z. B. Kliening (Lavanttal), Pusterwald usw., die in der gedachten östlichen Fortsetzung des Tauernfensters aufscheinen. Ebenso läßt vielleicht die Mikroparagenese des Bleiglanzes von der Cu-Lagerstätte Mitterberg (Bi, Te) in der nördlichen Grauwackenzone oder von Kaning (In der Scharte/Radenthein) im ostalpinen Altkristallin die Behauptung einer solchen verwandtschaftlichen Beziehung zu.

Die Ursache der auffallenden Unterschiede in der Mikroparagenese ist, abgesehen vom Einfluß der Bildungstemperatur der Erze, der Mineralparagenese und den Auswirkungen der alpinen Metamorphose wohl auch darin zu suchen, daß innerhalb der präalpinen Gesteinskomplexe der ostalpinen Decken mit großer Wahrscheinlichkeit präalpine Metallkonzentrationen und Lagerstätten vorhanden sind.

Es sind zwar weite Räume des altkristallinen Deckengebirges erzleer (z. B. Ötztaler Alpen, Kor- und Kleinalpe), in gewissen Zonen oder Gebieten aber, die sich oft tektonisch oder stratigraphisch gut abgrenzen lassen, tritt eine Häufung bestimmter Lagerstättentypen ein, die nicht immer gleich gut durch tektonische Voraussetzungen des Deckengebirges erklärt werden können.

Als Beispiele solcher möglicherweise präalpinen Erzanreicherungen sind unter anderem folgende Lagerstättengruppen zu nennen:

1. Lagerartige Kiesvererzungen (sogenannte „Branden") in den Schladminger Tauern.

Die in ihrem Ursprung noch ungeklärten „Branden" sind von *G. Hiessleitner* (Lit. 18) vielleicht nicht zu unrecht als syngenetische sedimentäre kiesführende Alaunschiefer im räumlichen Zusammenauftreten mit basischen Sills aufgefaßt worden, die nach *R. Schwinner* (Lit. 38) dem Alter nach ins Präkambrium zu stellen wären.

Jüngere Vererzungen dieses Gebietes, die in einer zonaren Abfolge von Co-Ni- über Cu- zu Pb-Zn-Lagerstätten führen, zeigen den Charakter einer alpinen Mineralisation, deren partielle stoffliche Herkunft naheliegt.

2. Kieslager der Kreuzeck-Polinik-Defereggengruppe.

Diese zum Teil recht ausgedehnten Vorkommen liegen in Deckengebieten, die von *R. Schwinner* (Lit. 38) als Gebirgsreste der als präkambrisch angenommenen „Cetiden" dargestellt worden sind; es muß allerdings heute noch offen bleiben, inwieweit nicht ein Altpaläozoikum mit varistischen Strukturen vorläge.

Ebenso wie in den Schladminger Tauern (siehe oben) weisen die jüngeren Gangvererzungen eine zonare Vererzungsabfolge auf, die von heißthermalen Au-haltigen Arsenkies-Vererzungen bis zu einem niedrigthermalen Gefolge von Antimonit- und Zinnober-Lagerstätten reicht.

3. Verschiedene metamorphe Erzvorkommen im Altkristallin („Brettsteinserie") der Muriden und Koriden.

O. Friedrich (Lit. 8) hat für das weitgehend umgeformte Magnetkiesvorkommen von Lamprechtsberg im mesozonalen Koralm-Altkristallin voralpines Alter für wahrscheinlich gehalten. *H. Neubauer* (Lit. 25) hält die Lagerstätte von Oberzeiring, die in einem Marmorzug der Brettsteinserie liegt, ihrer Herkunft nach eher einem präalpinen Vererzungszyklus zugehörig.

Das stark metamorphosierte Pb-Zn-Vorkommen von Ramingstein dürfte kaum einer alpidischen Metallisationsphase zuzurechnen sein. Gleiches gilt unter anderem von der arsenkies- und magnetitführenden Bleiglanzvererzung von Moosburg (Pörtschach) im Klagenfurter Hügelland.

4. Pb-Zn-Vererzung des Grazer Paläozoikums.

Diese zahlreichen kleinen Erzvorkommen, die die Merkmale einer epizonalen Metamorphose tragen, zeigen eine ausgeprägte Horizontbeständigkeit und Gleichförmigkeit. Ihre Zugehörigkeit zur alpinen Metallogenese wurde mehrfach angezweifelt.

5. Weitere Pb-Zn-Vererzungen in paläozoischen Sedimentgesteinen.

In recht auffälliger Weise bevorzugen Schwärme kleiner Pb-Zn-Lagerstätten das schwach metamorphe paläozoische Deckgebirge der Muralpen: das Murauer und Gurktaler Paläozoikum. Dies hat auch für die Paläozoischen Sedimente der Karawanken und Savefalten Gültigkeit. Diese Vererzungen unterscheiden sich bereits in der Makroparagenese eindeutig von der Pb-Zn-Vererzung der mesozoischen Deckenanteile. Durch die Spurenanalyse wird dieser Unterschied besonders augenfällig.

6. Zahlreiche Lagerstätten der Grauwackenzone.

Auf das präalpine Alter der Spatmagnesite ist erst jüngst von *H. Leitmeier* (Lit. 15) beweiskräftig hingewiesen worden. Voralpin, vielleicht altpaläozoisch mögen auch die zahlreichen Kieslager (z. B. Öblarn, Kallwang, Schwarzenbach u. a.) sein (vgl. *F. Hegemann* [Lit. 15]). Sicher jung in der Anlage sind dagegen Fahlerz-, Kupferkies- und die unbedeutenden Bleiglanz-Zinkblende-Vererzungen der Grauwackenzone. Die Herkunft dieser Metallisation ist mit gewisser Berechti-

gung zumindest teilweise auf alte, weitgehend syngenetisch-sedimentäre Metallkonzentrationen zurückzuführen.

Die geochemische Spurenanalyse konnte nun den Nachweis erbringen, daß die meisten Zinkerze aus ostalpinen Deckengebieten mit präalpinen Gesteinen ähnliche vergleichbare Mikroparagenesen aufweisen. Die Mikroparagenese der Blende ist dann komplex: Spurenelemente aus hoch- und tiefthermalen Bildungsbereichen kommen nebeneinander vor. Solche Blenden können Co, In, Sn neben Hg, Ga, Ge enthalten.

Gemeinsam und charakteristisch sind relativ hohe Gehalte an Hg (0·01 bis 1%), welche fast stets mit nachweisbaren Spuren von Co (0·003 bis 0·3%) verbunden sind. Die Hg-haltige Blende ist für die Vererzung des ostalpinen Paläozoikums und Altkristallins ebenso kennzeichnend wie das Fahlerz. Die komplexe Spurenelementvergesellschaftung der Blenden korrespondiert mit dem polymetallischen Charakter der ostalpinen Fahlerze.

Die Ähnlichkeit der Mikroparagenesen der Zinkblenden aus dem präalpinen Ostalpin, insbesonders auch das verbreitete Auftreten von Hg, spricht eindeutig für weiträumig gleichartige Bildungsbedingungen, wie sie durch die alpine Metamorphose gegeben sein können.

Komplexe Mikroparagenesen mit Hg sind auch in alpinotypen Vererzungen der penninischen Decken der Westalpen anzutreffen. Beispiel: Praz Jean (Bernhard-Decke).

Die Ausnahmen von der Hg-Haltigkeit der Zinkerze des Ostalpins stellen meist eisenreiche Blenden mit ausgesprochen spurenarmen Mikroparagenesen. Solche Erze findet man in präalpin aufzufassenden Erzvorkommen, welche dem heißthermalen Bildungsbereich zuzuzählen sind (z. B. Lamprechtsberg, Siebenbürger Alpe [Pusterwald], Silberloch [Ratten]), bzw in solchen, welche bei der Metamorphose anscheinend keine Stoffzufuhr erfahren haben (z. B. Moosburg, Meißelding).

Problematisch erscheint es jedoch, ob Hg nur für die Metallisation der alpinen Metallogenese kennzeichnend sein soll. Denn wir finden dieses Spurenelement auch in alten Lagerstätten verbreitet, für die eine Stoffzufuhr während der Metamorphose kaum wahrscheinlich erscheinen mag (z. B. Vererzung des Grazer Paläozoikums), während dieses Spurenmetall vielen alpinen Vererzungen germanotypen Charakters fehlt (z. B. Tauernvererzung, Vererzung des Quarzporphyrplateaus).

Die Hg-Lagerstätten der Ostalpen sind im übrigen weitgehend an präalpine Gesteinszonen geknüpft, während das kalkalpine Mesozoikum, ausgenommen unmittelbare Randzonen, Hg-frei erscheint. Jedenfalls sollte man diese Beobachtungstatsache nicht mit der billigen Ausflucht des „günstigeren Nebengesteins“ abtun, da sich in den mesozoischen Sedimenten genügend geeignete Gesteinsschichten (z. B. Raibler Schichten) vorfinden.

Es ist zu bedenken, daß Hg-Vererzungen, welche bekanntlich zu den tiefsttemperierten hydrothermalen Ausscheidungen zählen, im Fall der Metamorphose am leichtesten mobil werden müßten.

Die Mikroparagenesen der Pb-Zn-Erze aus alten Deckengesteinen des Ostalpins, aus dem Grazer, Murauer und Gurktaler Paläozoikum, der Grauwackenzone, den Marmorzügen der Brettsteinserie und den Schladminger Tauern sind einander also in hohem Maße vergleichbar. Diese Vorkommen sollen zu einem als „ostalpin-murid" bezeichneten Erzbezirk zusammengefaßt werden. Hiezu gehören auch Vererzungen im Westen des Tauernfensters, wie z. B. Obernberg/Brenner, St. Christof/Arlberg. Ferner sind hier die Vererzungszonen des Paläozoikums der Karawanken und der Savefalten anzuschließen, die mit Erzen ähnlicher Spurengehalte vertreten sind, vorausgesetzt, es wären nicht andere Gründe maßgeblich, die Erzvorkommen des Savegebietes einem eigenen Bezirk zuzurechnen.

Südlich des Tauernfensters tritt in der Spurenvergesellschaftung insofern eine Änderung ein, als in den Zinkerzen extrem hohe In- und Sn-Konzentrationen, letztere zumeist als Zinnkies, in Erscheinung treten können, während Hg als Spurenelement in der Blende wie im Fahlerz zurücktritt. Diese Vorkommen entlang der Aufbruchszone der periadriatischen Intrusiva vom Brixener Granit bis zur Kreuzeckgruppe seien einem „ostalpin-periadriatischen" Erzbezirk zugeordnet.

Es verdient festgestellt zu werden, daß auch die Schneeberger Lagerstätte, deren Zinkblende ebenfalls extrem hohe Sn- und In-Gehalte neben Hg enthalten kann, gleichfalls in diesen Erzbezirk einzugliedern ist. Diese Vererzung kann wohl, wie *E. Clar* (Lit. 4) die Ansicht vertreten hat, unter den Bedingungen der Tauernkristallisation ausgeschieden worden sein, die Stoffzufuhr liegt aber im Bereich der „periadriatischen" Zone.

Es ist nun problematisch, ob diese geochemische Eigenart dem genetischen Zusammenhang mit den alpinen Intrusionen der periadriatischen Zone zu verdanken sein soll, wie *O. Friedrich* (Lit. 7) angenommen hat. Es ist jedenfalls auffällig, daß südlich des Tauernfensters auch eine Zone von Pegmatitvorkommen (Masulschlucht [Meran], bei Sterzing, Spittal/Millstättersee und verschiedene Vorkommen in der Sau- und Koralpe) liegt. Über das Alter dieser Pegmatitzüge besteht keine gesicherte Auffassung; im allgemeinen werden sie nicht für alpin gehalten.

Präalpin erscheinen, wie erwähnt, die ausgedehnten Kieslager der Kreuzeckgruppe, deren Zinkerze gleichfalls durch höhere Sn- und In-Konzentrationen ausgezeichnet sein können. Es wäre daher auch möglich, in diesem Raum das Kerngebiet einer überprägten voralpinen Metallisation zu vermuten.

An diesen „ostalpin-periadriatischen" Erzbezirk schließt sich in der westlichen Fortsetzung ein Vererzungsraum an, der ein stärkeres

Zurücktreten des Hg-Gehaltes in der Blende erkennen läßt. Es erscheint bemerkenswert, daß im Bereich jener orogenetischen Ruhezone, welche die gewaltigen Lavaeffusionen der permischen Quarzporphyrvulkane Südtirols umfaßt, im Gegensatz zum Deckengebirge des Ostalpins und der dinarischen Savefalten das Hg nahezu fehlt. Dies trifft allerdings darüber hinaus ebenso für die Erzvorkommen im Altkristallin der Cima d'Asta wie an der Judikarienlinie im Bereich des alpinen Adamelloplutons zu. Innerhalb dieses als „judikarisch" bezeichneten Erzbezirkes findet man auch keine Hg-Lagerstätten, ausgenommen das Zinnobervorkommen von Valalta-Sagron (Cima d'Asta).

Die Zinkblenden dieses Bezirkes enthalten außerdem häufig Spuren von Sn, In, Ge, Ga und Co; die Mikroparagenese ist manchmal besonders Mn-reich. Abgesehen von dem Auftreten von Ge und Sn ist eine gewisse Ähnlichkeit in der Spurenvergesellschaftung mit den Zinkerzen des Tauernbezirkes angedeutet.

Die Pb-Zn-führenden Erzgänge im permischen Quarzporphyr sind sicher in die alpine Metallisationsepoche zu stellen, während in der paläozoischen Schieferhülle des granitischen Autochthonmassives der Cima d'Asta auch ältere Lagerstätten stecken könnten. Die alpidischen Vererzungen werden gerne mit dem porphyritischen Ganggefolge der periadriatischen Tonalitintrusionen in Verbindung gebracht (*A. Pferschy,* Lit. 29). Eine gewisse Mineralisation ist jedenfalls als Äußerungen des tertiären Vulkanoplutons im Gebiet von Predazzo zu beobachten (*H. Leitmeier,* Lit. 21).

Von dort könnte der Fluorreichtum einiger spurenarmer Pb-Zn-Vererzungen der Umgebung (SW-Runse Predazzo, Travignolo, Ciserana/Fleimstal) herkommen.

In diesem Erzbezirk nahmen die Erzvorkommen von Roncegno-Cinque Valli-Sasso d'Argento im Valsugana mit Hg-haltigen Zinkblenden, Wolframmineralen und Fluorit eine Sonderstellung ein, welche diese von der Mineralisation der „Gangformation von Nogaré" (*A. Tornquist* [Lit. 41]) deutlich abhebt. Es erscheint möglich, diese jüngere, vielleicht regenerierte Mineralisation gleichfalls in Beziehung zu dem magmatischen Geschehen im Gebiet von Predazzo zu bringen.

Im Zusammenhang mit diesen Problemen erscheint es interessant, daß die Pb-Zn-Erze aus Vorkommen des Klagenfurter Beckens (unter anderem Plescherken, Rade bei Keutschach), welche nach vorherrschenden Auffassungen den tektonisch jungen Porphyriten der näheren Umgebung ihre Herkunft verdanken sollen, eine auffällige Ähnlichkeit in der Mikroparagenese zu Erzen des judikarischen Erzbezirkes besitzen (Hg-Armut, Spuren an Co und Sn).

Auf jeden Fall kann es als höchst wahrscheinlich gelten, daß sich im ostalpinen Raum ähnliche Metallisationsvorgänge unterschied-

licher Alterszuordnung weitgehend überdecken, so daß in regionaler Abhängigkeit bestimmte Elemente, wie z. B. Hg oder Sn, vorherrschen. Man kann vielleicht auch annehmen, was für die ostalpine Metallprovinz in erhöhtem Maße von Gültigkeit sein dürfte, daß regenerative Prozesse von palingenen Magmen bis zur alpinen Metamorphose immer wieder den Metallinhalt bestimmter Gebirgsteile beleben.

Eine Unterscheidung verschiedener Vererzungsperioden wird deshalb auf Grund der geochemischen Spurenanalyse allein in vielen Fällen nicht zum Erfolg führen. Jedoch deuten die für die alpinen Vererzungen wenig charakteristischen Spurenelemente Sn und In auf die Herkunft aus älteren Metallisationsepochen, die aber durchaus nicht ausschließlich im Variszikum allein zu suchen sind, wie *H. Schneiderhöhn* (Lit. 31, 32) fordert. Grundsätzlich ist *H. Leitmeier* (Lit. 28) beizupflichten, der die mögliche Bedeutung präkambrischer Vererzungen als voralpine Metallanreicherungen für das Ostalpengebiet in gleichem Maße betont hat.

Ein wesentliches Ergebnis der Spurenanalyse an ostalpinen Pb-Zn-Erzen folgt aus der Gegenüberstellung des Vorkommens der Spurenelemente in Vererzungen präalpiner und taurider Gesteine und der kalkalpinen Trias:

	Präalpin/taurid	Triasisch
Zinkblende mit	Co, Hg, In, Sn	Ge, As, Tl
Bleiglanz mit	Ag, Bi, Sb	meist spurenarm

Das Tl als Spurenelement in Zinkblenden stellt gleichsam das Leitelement dieses „triasischen" Großbezirkes dar.

Diese besondere Spurenvergesellschaftung scheint keinesfalls allein durch Annahme einer zonaren Anordnung der alpinen Erzlagerstätten begründet, in der die triasischen Pb-Zn-Vererzungen als epi- bis telethermale Bildungen in die Außenzonen zu liegen kommen sollten. Die Ursache ist auch nicht allein in der günstigen Beschaffenheit der Triassedimente zu suchen. Denn gerade Pb-Zn-Erze aus ähnlichen paläozoischen Sedimenten, selbst aus dem nächsten Bereich triasischer Vererzungen, unterscheiden sich durch völlig andersartige Mikroparagenesen mit Co, Hg, Ag und Sb.

Beispiel: Erzvorkommen am Karawanken-Nordrand. Pb-Zn-Vererzung in einer Triasscholle bei St. Martin-Rosegg (Bergbau Rudnik) im Vergleich zu Pb-Zn-Erzen mit Fahlerz in paläozoischen Kalken im Gebiet von Finkenstein.

Solche Beobachtungen führen zur Annahme eines eigenständigen Ursprungs der triasischen Pb-Zn-Vererzungen, wie der Verfasser be-

reits in vorangegangenen Veröffentlichungen (Lit. 33, 34, 36) ausführlicher dargelegt hat. Es erscheint unter Einbeziehung anderer Argumente am wahrscheinlichsten, daß Pb-Zn-Erzkonzentrationen bereits syngenetisch in die triasischen Sedimente eingelagert worden sind.

F. Hegemann (Lit. 16) bringt die Pb-Zn-Vererzungen der kalkalpinen Trias mit dem submarinen Auftreten hydrothermaler Ausscheidungen in Zusammenhang, welche im Gefolge des im alpinen Bereich weitverbreiteten Triasvulkanismus in Erscheinung getreten sein sollen[1].

Lagerartige Pb-Zn-Vererzungen in der Trias sind auf wenige stratigraphische Horizonte beschränkt:

1. im Muschelkalk (Anis),
2. im Wettersteinkalk (Ladin),
3. in den Raibler Schichten (Karn).

Die Erze aus den als primär aufgefaßten Lagervererzungen im Anis und Ladin/Karn lassen sich in der Mikroparagenese trennen. Die durchschnittlichen Konzentrationen an Ag, Sb im Bleiglanz und Cu sind in der Muschelkalkvererzung am höchsten, während sich dagegen die Carditavererzungen in bezug auf Tl, As und Ge am reichsten erweisen.

Insbesonders die Zinkerze (Zinkblende I) aus dem Anis besitzen über das gesamte Ostalpengebiet eine sehr konzentrationsbeständige Mikroparagenese. Alle Triasvererzungen haben sekundär mehr oder weniger bedeutende Umlagerungen erlitten.

Trotzdem kann eine Stoffzufuhr aus älteren Deckengesteinen, die regional in wechselndem Ausmaß festzustellen ist, nicht geleugnet werden (z. B. Fahlerze und Hg, Ag, Sb in der Mikroparagenese der Pb-Zn-Erze in der Nordtiroler Trias). Die als syngenetisch angesehenen Pb-Zn-Vererzungen der Trias dürften stellenweise durch Mineralisationsvorgänge beeinflußt worden sein, die aus tieferen Orogenbereichen bis in die kalkalpinen Decken übergreifen. Vereinzelte triasfremde Erzvorkommen (Fahlerze, Zinnobervererzungen, vielleicht auch gewisse Pb-Zn-Mineralisationen) mögen dieser Herkunft sein.

Zusammenfassung.

Die Spurenanalyse ostalpiner Bleiglanze und Zinkblenden ergibt unabhängig von minerogenetischen Faktoren regionale Unterschiede in der Mikroparagenese. Die Pb-Zn-führenden Erzvorkommen der Ostalpen werden in nachstehend angeführte Erzbezirke gegliedert (vgl. auch Abb. 8):

---

[1] Vergl. auch *A. Maucher*, Zur „alpinen Metallogenese" in den bayrischen Kalkalpen. Tsch. min. u. petr. Mitt. 4 (1954), 454.

Erzbezirk	Verbreitungsbezirk	Bevorzugte Spurenelemente der Blende
Taurid	Tauernfenster	Co In — — — — —
Ostalpinmurid (Savisch)	Paläozoische und metamorphe Deckenkomplexe des Ostalpins Ähnlich in den Karawanken und Savefalten	Co (In) — Hg Ge Ga
Ostalpinperiadriatisch	Metamorphe Deckenanteile des Ostalpins im Bereich der periadriatischen Intrusionen	Co In Sn (Hg) — — —
Judikarisch	Quarzporphyrplateau Cima d'Asta, Adamello	Co In Sn — Ge Ga —
Triasisch	Mesozoische Decken	— — — — Ge (Ga) Tl As

Nachwort:

Die referierten geochemischen Untersuchungen wurden vor einigen Jahren im Mineralogischen Institut der Universität Wien begonnen und nach längerer Unterbrechung im Spektrochemischen Laboratorium der Bundesversuchsanstalt Arsenal beendet. Für die erste spektrographische Arbeitsmöglichkeit danke ich Herrn Prof. *Fr. X. Mayer* (Gerichtsmedizinisches Institut Wien), für die Förderung der Arbeiten am Mineralogischen Institut der Universität Wien Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki* sowie Herrn Prof. Dr. *H. Haberlandt*. Die Erzproben, soweit sie nicht aus eigenen Aufsammlungen stammen, wurden in entgegenkommender Weise von Vorständen von Hochschulinstituten, Kustoden öffentlicher Sammlungen, Privatsammlern sowie von Bergwerksbetrieben Österreichs und einiger Nachbarstaaten zur Verfügung gestellt, wofür ferner gedankt sei.

Schließlich habe ich der Österreichischen Akademie der Wissenschaften für die Subventionierung dieser umfangreichen Arbeiten, die dadurch wesentlich gefördert worden sind, meinen ergebensten Dank abzustatten.

Literatur.

1. *Böhne, E.*, Die Kupfererzgänge von Mitterberg in Salzburg. Arch. L. F. 49, 1932. — 2. *Canaval, R.*, Zinn und Platin in Kärnten. Carinthia II (111), 28. — 3. *Czermak, F.*, und *J. Schadler*, Die Vorkommen des Elementes As in den Ostalpen. Tsch. Min. petr. Mitt. 44, 1933, 1—81. — 4. *Clar, E.*, Ostalpine Vererzung und Metamorphose. Verh. geol. B. A. 1945, 29—37. — 5. *Clar, E.*, Geologische Begleitbemerkungen zu *O. M. Friedrichs* Lagerstättenkarte der Ostalpen. Radex Rundschau 7/8, 1953, 408—416. — 6. *Clar, E.*, Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. Geolog. Rundschau 1953, 107—127. — 7. *Friedrich, O.*, Zur Lagerstättenkarte der Ostalpen. Radex Rundschau 7/8, 1953, 371—407. — 8. *Friedrich, O.*, Eine alte pegmatitische Erzlagerstätte der Ostalpen. N. Jb. Min. 65, Beilbd. 1932, 479—508. — 9. *Friedrich, O.*, Die Erze und der Vererzungsvorgang der Kobalt-Nickel-Lagerstätte Zinkwand-Vöttern in den Schladminger Tauern. Bg. hm. b. 81, 1933, 11—14. Ebenso ibid. 54—61, 81—99. — 10. *Friedrich, O.*, Erzmikroskopische Untersuchungen an Kärntner Lagerstätten. Karinthin 4, 1951 ff. — 11. *Grosspietsch, O.*, Zur Mineralkenntnis der Minerallagerstätte Eichberg am Semmering. Cbl. Min. 14, 1911, 434. — 12. *Haberlandt, H.*, und *A. Schiener*, Die Mineral- und Elementvergesellschaftung des Zentralgneisgebietes von Bad Gastein. Tsch. Min. petr. Mitt. 2, 1951, 292. — 13. *Haberlandt, H.*, Die systematische Grundlage und die Fortschritte in der Erforschung der Spurenelemente als geochemische Leit-

elemente in Mineralien und Erzen. Fortschr. Min. 31, 1952, 76. — 14. *Haberlandt, H.,* und *E. Schroll,* Über den Wert oder Unwert der Spurenelement-Analyse für Lagerstättenforschung, Minerogenese und Petrogenese. Tsch. Min. petr. Mitt. 5, 1954. — 15. *Hegemann, F.,* Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel im Pyrit. Tt. angew. Min. 4, 1942, 121—239. — 16. *Hegemann, F.,* Die Herkunft des Mo, V, As und Cr in Wulfeniten. Heidelbg. Btr. Min. u. Petr. 1, 1949, 690—715. — 17. *Hiessleiter, G.,* Sulfidisch-arsenidisches NiCo auf alpinen Erzlagerstätten. Zt. prakt. Geol. 37, 1929, 1—8. — 18. *Hiessleitner, G.,* Das Nickelerzvorkommen Zinkwand-Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming. Bg. hm. Jb. 77, 1929, 104. — 19. *Hiessleitner, G.,* Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. Jb. geol. B. A. 92, 1947, 1—92. — 20. *Huttenlocher, F.,* Die Vererzung der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung. Geol. Rundschau 1953, 93—107. — 21. *Leitmeier, H.,* Aus Predazzo. Tsch. Min. petr. Mitt. 52, 1940, 155 und 283. — 22. *Leitmeier, H.,* Orogenese und Vererzung im Raume der Ostalpen. Kober-Festschrift 1953, 228—254. — 23. *Leitmeier, H.,* Die Entstehung der Spatmagnesite in den Ostalpen. Tsch. Min. petr. Mitt. 3, 1953, 305—331. — 24. *Meixner, H.,* Mineralogisches zu Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. 7/8, 1953, 434—444. Ferner: Carinthin 6, 1949, 115 und ibid. 11, 1950, 256. — 25. *Neubauer, W.,* Geologie der Blei-Zink-Silber-Eisen-Lagerstätte Oberzeyring, Stmk. Bg. hm. Mh. 97, 1952, 5—15 und 21—27. — 26. *Oftedal, I.,* Untersuchungen über Nebenbestandteile von Erzmineralien norwegischer zinkblendeführender Vorkommen. Skr. Norske Vid. Akad. Oslo, math.-naturw. Kl., 8, 1940. — 27. *Petrascheck, W.,* Die alpine Metallogenese. Jb. geol. B. A. 90, 1945, 129 bis 149. — 28. *Petrascheck, W. E.,* Magmatismus und Metallogenese in Südosteuropa. Geol. Rundschau 42, 1953, 128—143. — 29. *Pferschy,* A., Karte der nutzbaren Minerallagerstätten der Provinzen Bolzano (Bozen) und Trento. Bg. hm. Jb. 77, 1919, 97. — 30. *Ramdohr, P.,* Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin, 1950. — 31. *Schneiderhöhn, H.,* Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. N. J. Min. Mh. 1952, 47—89. — 32. *Schneiderhöhn, H.,* Fortschritte in der Erkenntnis sekundär-hydrothermaler und regenerierter Lagerstätten. N. Jb. Min. Mh. 9/10, 1953, 223—237. — 33. *Schroll, E.,* Die Spurenelementvergesellschaftung (Mikroparagenese) ostalpiner Zinkblenden, resp. Bleiglanze. Anz. Öst. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., 1950, 21 und 1951, 6. — 34. *Schroll, E.,* Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth/Kärnten in Österreich. Mitt. öst. Min. Ges., Sonderh. 2, Wien, 1953. — 35. *Schroll, E.,* Über Unterschiede im Spurengehalt bei Wurtziten, Schalenblenden und Zinkblenden. Sb. Öst. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl. I, 162, 1953, 305—332. — 36. *Schroll, E.,* Bemerkungen zur „alpinen Metallogenese" der kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten. Tsch. Min. petr. Mitt. 5, 1954. — 37. *Schroll, E.,* Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze. Unveröffentlicht. — 38. *Schwinner, R.,* Gebirgsbildung, magmatischer Zyklus und Erzlagerstätten in den Ostalpen. Bg. hm. Mh. 94, 1949, 134—143. — 39. *Siegl, W.,* Erzmikroskopische Studien des Glaserzes vom Radhausberg bei Gastein. Tsch. Min. petr. Mitt. 2, 1951, 131—143. — 40. *Stoiber, R. E.,* Minor elements in sphalerites. Econ. Geol. 35, 1940, 501. — 41. *Tornquist, A.,* Die Vererzungsphasen der jungen ostalpinen Erzlagerstätten. Sb. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. I, 3, 1931, 219—229. — 42. *Tornquist, A.,* Der Kiesstock von Agordo. Sb Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. I, 1933, 263—273. — 43. *Warren, H. V.,* und *R. M. Thompson,* Sphalerites from Western Canada. Econ. Geol. 40, 1945, 309.

Aus dem Institut für angewandte Mineralogie und Petrographie der Technischen Hochschule Wien.

Die Quarzbestimmung in Gesteinen auf differential-thermoanalytischem Wege.

Von

Alexander Köhler und **Paul Wieden.**

Mit 3 Textabbildungen.

(Eingelangt am 17. Juli 1954.)

Die Angabe der Gewichtsprozente an freiem Quarz neben dem Gesamt-SiO_2-Wert ist gewiß sehr erwünscht, denn die Menge an Quarz ist für ein Gestein sehr charakteristisch und erlaubt auch gegebenenfalls eine bessere Kontrolle der chemischen Analyse desselben. Man hat sich bisher mit der volumetrischen Ausmessung des Quarzes beholfen, was bei genauer Arbeit und günstigen Korngrößenverhältnissen ja zu befriedigenden Resultaten führt. Es ist einleuchtend, daß bei sehr grobkörnigen oder sehr feinkörnigen Gesteinen und bei feiner Verwachsung von Quarz und Feldspat z. B. starke Fehlerquellen auftreten, die eine genaue Ausmessung beeinträchtigen. Weniger befriedigend ist die Errechnung der freien Quarzmenge aus der chemischen Analyse, wo nach der Verrechnung der Oxyde und Silikate die übrigbleibende Menge SiO_2 der Analyse als freier Quarz angenommen wird. Zu Projektionszwecken errechnete qz-Zahlen nach *P. Niggli* oder *A. Köhler, F. Raaz* (Lit. 1) berechtigen nicht zur Annahme eines wahren Wertes für den freien Quarz, was hier auch nicht beabsichtigt ist.

Bekanntlich gibt uns die differential-thermische Analyse (DTA) heute die Möglichkeit, den Gehalt an freiem Quarz recht genau zu bestimmen. Dazu muß aber die Apparatur empfindlicher gemacht werden, als dies bei der Bestimmung von Tonmineralien oder Karbonaten notwendig ist (siehe unten). Wir haben auf diese Weise einige Gesteine aus dem österreichischen Anteil der Südböhmischen Masse — soweit von diesen chemische Analysen vorliegen — neben anderen untersucht, um diese wichtige Größe der Gewichtsprozente freien Quarzes den Analysen beizufügen. Außerdem sollte bei diesen Untersuchungen aufgezeigt werden, wie weit unsere Meßergebnisse mit den vorliegenden volumetrisch oder rechnerisch festgestellten

Werten übereinstimmen. Es wird sich zeigen, daß die DTA-Bestimmung die exakteren Werte ergibt.

Besonders wertvoll ist die Methode der Quarzbestimmung durch die DTA dann, wenn aus genetischen Gründen Differenzierungen

	Ges.-SiO_2	Gew.% Quarz, ber.	Gew.% Quarz DTA
1. Granit Eisgarn	72,60	34	30
2. Mauthausener Granit von Plöcking, O. Ö. (4)	69,24	26	32
3. Detto von Mauthausen (3)	69,50	25,5	35
4. Weinsberger Granit, Schwertberg, O. Ö. (3)	65,95	22,5	?
5. Detto Naarntal, O. Ö. (5)	?*	?*	27
6. Granit von Zelking, N. Ö. (6)	?*	?	39
7. Granit Gänsgraben, N. Ö. (moravisch) (7)	73,13	?	28,5
8. Titanitfleckengranit bei Aigen, O. Ö. (8)	63,87	27,5	28,5
9. Titanitführender Feinkorngranit. Wie (8)	63,19	20	19
10. Hornblendegranit. Wie (8)	63,51	11 Vol. %	14
11. Titanitfleckengranit, Julbach, O. Ö. Wie (8)	64,31	21 Vol. %	25
12. Quarzdiorit, Gebharts, N. Ö. (1)	59,41	?	14

im Quarzgehalt von Interesse sind. Solche meist kleine Unterschiede lassen sich mit hoher relativer Genauigkeit feststellen. Diese Methode hat darüber hinaus noch den Vorteil, daß sie infolge der Kürze und Einfachheit (eine Bestimmung benötigt etwa zwei Stunden, wobei Füllen und Ablesen nur etwa zwanzig Minuten ausmachen) die Analyse einer größeren Anzahl von Proben gestattet, so daß Fehler, die auf Inhomogenitäten des Materials zurückzuführen sind, herabgemindert werden können.

Von den moldanubischen Tiefengesteinen obigen Gebietes sind am sauersten die Granite „Typus Eisgarn" (Lit. 2) mit 72·60 und 71·48 Gew.% SiO_2; am nächsten stehen die Granite vom „Typus Mauthausen" mit 72·22, 69·72, 69·50 und 69·24 Gew.% SiO_2. Es folgt der Granodiorit von Maria Schnee mit 66·64 Gew.% SiO_2 und schließlich der Granit „Typus Weinsberg" (Lit. 3) mit 65·95%, von dem leider bis jetzt nur eine Analyse vorliegt, die vermutlich

nicht dem „normalen" Typus entspricht. Es folgen sodann die Glimmer-Quarzdiorite (Lit. 2) mit 59·41 und 57·60 Gew.% SiO_2.

Es entspricht diese Reihenfolge zugleich der Altersfolge der Granite; am jüngsten ist der Eisgarner Granit, am ältesten der Weinsberger.

Die Werte nach der DTA-Methode und die eventuell von den Bearbeitern gebrachten Angaben über den Gehalt an freiem Quarz werden neben den Zahlen für den Gesamt-SiO_2-Gehalt hier angeführt.

Aus diesen wenigen Zahlen geht hervor, daß die Granite „Typus Mauthausen" reicher an freiem Quarz sind als der jüngste Granit vom „Typus Eisgarn". Gegen alle Erwartung stimmt der Granit von Zelking mit dem „Typus Weinsberg" gar nicht überein, obwohl wir bisher dieses Vorkommen ihm wegen seines Aussehens gleichstellen wollten. Vielleicht ist er doch dem Eisgarner Granit zuzuordnen, wofür auch der geringe Urangehalt (Spuren von U-haltigem Hyalith) sprechen würde. Wie uns Herr Dr. *Sedlacek* mitteilte, ist das Material einer besonders quarzreichen Partie im Steinbruch entnommen, so daß gesicherte Schlüsse vorläufig noch nicht gezogen werden dürfen.

Es geht aus dem Vergleich der Zahlen weiters hervor, daß die Menge Quarz, die bei volumetrischer Ausmessung oder bei der Verrechnung der chemischen Analysen resultiert, fast stets geringer ist als dies die DTA anzeigt. Die Differenz kann bis zu 10 Gew.% schwanken (siehe Granit von Mauthausen), das ist ein Fehler von ungefähr 25%! Die Ursache ist — neben persönlichen Meßfehlern — in der unsicheren Ausmessung begründet. Bei sehr sorgfältiger Messung und bei günstigen Kornverhältnissen kommt man dem wahren Wert recht nahe (siehe Nr. 8 und 9). Die Überlegenheit der DTA-Methode liegt wohl auf der Hand.

Zur Ergänzung neuerer (zum Teil älterer) Analysen folgen einige Angaben über Gew.% Quarz nach der DTA-Methode: Gabbrodioritporphyrit, Wieselburg, N.-Ö., mit 6% (schriftgranitische Gebilde), Syenitporphyr, Straße Marbach-Hilmanger, N.-Ö., mit 8%, Dioritporphyrit Edelsreith, N.-Ö., mit 4% und Nadeldiorit, Pesenbachschlucht, O.-Ö., mit 5·5% (Analysen siehe [Lit. 9]), Spitzer Gneis vom Jauerling (Lit. 2) mit 36%, berechnet 27%, Floitit, Hohe Tauern (Lit. 10) 19·5%, berechnet 17·7% und Augitgneis von Hinterbiegl bei Raabs, N.-Ö., mit 19% (berechnet 22%).

Versuchsdurchführung.

Hinsichtlich der theoretischen Unterlagen der DTA verweisen wir auf (Lit. 11 u. 12). Eine weitere Zusammenstellung über die Literatur findet sich in *H. Lehmann* (Lit. 13), wo auch die Bestimmung des Quarzes ausführlich behandelt wird. Die Feststellung, daß

die Abkühlungskurve genauere Werte bei der Auswertung ergibt, konnte von uns ebenfalls bestätigt werden. Eine Erhitzung auf 800° C zur Oxydation des Eisens, allenfalls vorhandener organischer Substanz (Kohle oder Graphit) oder zur Zerstörung im Bereich von 500 bis 600° C irreversible thermische Effekte zeigender Mineralkomponenten hat sich als notwendig erwiesen. Im Bereich von 0 bis 40% Quarz ergibt sich bei den Eichkurven (siehe unten) genaue Proportionalität zwischen Spitzenhöhe und der Menge des aktiven Materials. Bei höheren Gehalten an Quarz tritt wegen des verschiedenen Wärmeleitvermögens Probe — inerte Substanz eine Abweichung ein. Durch Verdünnen mit inerter Substanz kann aber dieser Fehler ausgeschaltet werden. Bei sehr kleinen Quarzgehalten (unter 5%) ist die Auswertung mit Hilfe von Eichreihen besser durch das Beimengungsverfahren zu ersetzen (Lit. 14). Damit gelingt die Bestimmung von Mengen kleiner als 1% noch eindeutig. So ist es möglich, mit DTA-Apparaturen, die mit elektronischer Verstärkung des Diff.-Thermostromes arbeiten, noch Quarzgehalte von etwa 0,1% zu messen. Bei Gesteinen wird man aber selten so kleine Gehalte berücksichtigen müssen.

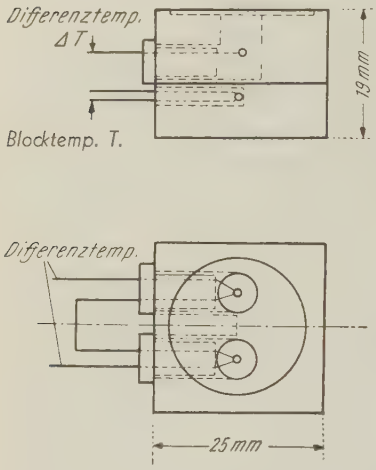


Abb. 1. Blockanordnung.

Die verwendete Apparatur besteht aus einem elektrischen Ofen von einigen hundert Watt Heizleistung, einem Nickelblock (siehe Abb. 1) zur Aufnahme der zu analysierenden Substanz, des inerten Materials und des Thermoelementes zur Messung der Blocktemperatur. Als Diff.-Thermoelement wird Pallaplat (Fa. Heräus, Hanau) wegen der hohen Thermokraft bei niedrigen Temperaturen verwendet. Die Messung des Diff.-Thermostromes ($\triangle$ T) erfolgt mit einem Mikrovoltmeter (Fa. Norma, Wien) das in der empfindlichsten Stufe auf einen Teilstrich der 150 mm langen Skala 2 μV abzulesen gestattet. Die Blocktemperatur (T) wird mit einem Pt/Pt-Rh-Element gemessen. Als inerte Substanz hat sich geglühte Tonerde (Al_2O_3) am besten bewährt.

Die Aufheizgeschwindigkeit wurde mit 10° C pro Minute gewählt, nach Erreichen von 800° C wurde abgeschaltet und die Abkühlungskurve aufgenommen. Zur Untersuchung kamen jeweils etwa 0,4 g

der auf eine Korngröße von kleiner als 60 μ gebrachten und bei 110° C bis zur Gewichtsgleichheit getrockneten Probe. Die Vergleichssubstanz wies ebenfalls diese Feinheit auf.

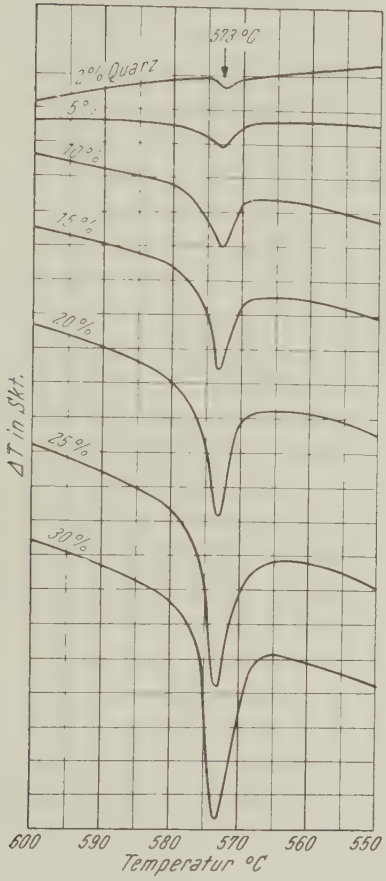


Abb. 2. DTA-Kurven der Testmischungen.

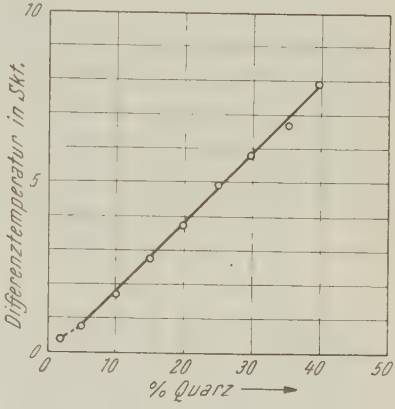


Abb. 3. Eichkurve.

Eichung.

Die Eichung der Apparatur erfolgte mit Gemischen von reinem Quarz und Aluminiumoxyd. Im Bereiche von 0 bis 40% Quarz wurden insgesamt 9 Punkte durchgemessen (siehe Abb. 2). In der Abb. 3 ist die Gipfelhöhe über dem Prozentgehalt an Quarz der jeweiligen Probe aufgetragen, wobei unter Gipfelhöhe der um die Grunddifferenz verminderte Galvanometerausschlag bei 573° C verstanden wird.

Die Auswertung der Kurven auf Grund von Eichanalysen an Quarz-Tonerde-Mischungen bestimmter Zusammensetzungen beinhaltet gewisse Fehlermöglichkeiten. So ist natürlich das Wärmeleitvermögen eines Quarz-Aluminiumoxyd-Gemisches ein anderes als das z. B. eines Quarz-Feldspat-Gemisches. Der Fehler ist allerdings bei den relativ hohen Gehalten an Quarz in den Gesteinen gering, so daß er bei der geforderten Genauigkeit vernachlässigt werden kann. Für Gehalte unter etwa 5% Quarz führt das bereits erwähnte Beimengungsverfahren zu genau-

eren Werten. Es sei noch erwähnt, daß neben dieser Auswertung der Gipfelhöhen auch die von der Spitze eingeschlossene Fläche zur quantitativen Bestimmung herangezogen werden kann. Für unsere Untersuchungen war die erstere Methode vollkommen ausreichend. Wie Abb. 2 zeigt, lassen sich mit unserer Meßanordnung noch etwa 2% Quarz eindeutig feststellen, eine Genauigkeit, die für die Untersuchung von Gesteinen als hinreichend bezeichnet werden kann.

Für Überlassung von Analysenmaterial bzw. Angabe von volumetrisch gefundenen Quarzwerten danken wir Frau Dr. *Jäger* (derzeit Bern) und den Herren Doz. Dr. *Exner*, Dr. *Sedlacek*, Dr. *Scharbert* und Dr. *Zwicker* (Wien).

Literatur.

1. *Köhler, A.*, und *F. Raaz*, N. Jb. Min. Mh. *11* (1951), 247—263. — 2. Analysen siehe in *Köhler, A.*, und *A. Marchet*, Fortschr. Min. *25* (1941), 254—308. — 3. *Maroscheck, E. F.*, Tscherm. Min. petr. Mitt. *43* (1933), 375—405. — 4. *Scharbert, H.*, Tscherm. Min. petr. Mitt., *5*, Heft 3/4. — 5. *Jäger, E.*, Analysen nicht veröffentlicht, in Bearbeitung. — 6. *Sedlacek, M.*, freundl. zur Verfügung gestellt. — 7. *Reiss, R.*, Anz. österr. Akad. d. Wiss., April 1953. — 8. Nr. 8—11 siehe *Exner, Chr.*, Verh. Geol. B. A., Jg. 1953, Heft 1, 7. — 9. *Zwicker, W.*, Tscherm. Min. petr. Mitt. *3* (1953), 356—375. — 10. *Köhler, A.*, Tscherm. Min. petr. Mitt. *36* (1924), 65—79. — 11. *Köhler, A.*, und *P. Wieden*, Tscherm. Min. petr. Mitt. *4* (1954), 430—439. — 12. *Wieden, P.*, Tscherm. Min. petr. Mitt. *5* (1954). — 13. *Lehmann, H.*, Die Differentialthermoanalyse. Tonind. Ztg. 1954, 1. Beiheft, mit 548 Literaturzitaten über DTA einschließlich Quarz. — 14. *Preining, O.*, und *J. A. Schedling*, Acta physica austr. *VII* (1953), Heft 1, 90—96.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck.

Zum Verhalten von Ankerit im geschlossenen Gefüge und als Einzelkorn.

Von

Josef Ladurner.

Mit 14 Gefügediagrammen.

(Eingelangt am 17. August 1954.)

Ein „Ankerit in Ankerit"-Gefüge aus dem Gesteinsverband des Innsbrucker Quarzphyllits (Voldertal) wird hinsichtlich seiner Regel untersucht und mit isotyp gebauten Calcit- und Dolomittektoniten verglichen. Quarz und Glimmer als Gefügegenossen des Ankerits werden in ihren Regeln mit dem „Ankerit in Ankerit"-Gefüge konfrontiert. Neben diesem „Ankerit in Ankerit"-Gefüge werden noch Ankerite als Einzelkorn aus ankeritführenden Glimmerschiefern der Unteren Schieferhülle der Tauern (Pfitsch, Zillertal) auf ihre Regelung hin untersucht und dem Quarz- und Glimmergefüge dieser Gesteine gegenübergestellt.

a) „Ankerit in Ankerit"-Gefüge, Voldertal.

Ein im Handstück gelbbraunes, verhältnismäßig feinkörniges Gestein mit starker rostroter Anwitterung. Dieser Ankerit stellt eine Einschaltung im Quarzphyllit südlich von Innsbruck dar. Er entstammt dem Volderer Eisenkar (Voldertal). Eine Analyse dieses Ankeritgesteins, die mir liebenswürdigerweise Dr. *O. Schmidegg* zur Verfügung stellte, ergab: 17·96% Fe_2O_3 (12·56% Fe), 24·38% CaO, 5·69% MgO, 0·90% Al_2O_3, 19·5% unlöslicher Rest.

Neben einer am Handstück durch Hellglimmerbelag deutlichen s-Fläche tritt auf s schwach angedeutet eine lineare Richtung b hervor. $\perp$ b durchzieht eine etwa 1 bis 2 mm dicke, durch Anwitterung deutlich heraustretende (ac)-Kluft das vorliegende Handstück. Die Füllung dieser (ac)-Kluft besteht zur Gänze aus Quarz. Zur Gefügeeinmessung wurde ein Dünnschliff $\perp$ b gewählt, die Schliffe $\perp$ a und $\perp$ c dienten zur Kontrolle der Korngestalt.

Die einzelnen Ankeritquerschnitte zeigen in vielen Fällen eine oft für größere Teile des einzelnen Kornquerschnittes kristallographische

Begrenzung. Starke undulöse Auslöschung ist für eine große Zahl von Körnern gegeben. Eine Gefügetracht ist für die Ankeritkörner nicht wahrnehmbar.

Neben vorwiegend Ankerit treten als Gefügegenossen noch Quarz, einmal als Einzelkorn zwischen Ankeriten, dann aber zusammengeschlossen zu verschiedenen großen, meist aber kleineren Gruppen mit b-achsialer Anordnung und Hellglimmer im Schliff ⊥ b in

Diagramm D 1: Volderer Eisenkar, Glimmer, ⊥ b, 200 c-Achsen; 14—7—5—3—2—1—0·5, 0%.

Diagramm D 2: Volderer Eisenkar, „Ankerit in Ankerit"-Gefüge, ⊥ b, 400 c-Achsen; 5—2—1—0·5—0·2, 0%.

Zeilen mehr oder weniger parallel s, aber auch schräg dazu auf. In den Quarzanhäufungen kommen noch kleine idiomorphe Turmaline und Rutile mit unregelmäßiger Begrenzung vor.

Nachdem in Lit. 2 alpine Calcittektonite und in Lit. 5 alpine Dolomittektonite hinsichtlich ihrer Gefügeregeln eingehend untersucht wurden und für Dolomit als Gefügekorn eine der Calcitregelung isotype Regelung festgestellt wurde, wird nun dieser Ankerittektonit auf seine möglicherweise isotype Regelung mit beiden vorgenannten Karbonatgefügen hin untersucht.

Um die im Handstück freisichtig wahrnehmbaren Gefügekoordinaten b, s (ab) zu überprüfen, wurde zunächst im Schliff ⊥ b das Glimmergefüge eingemessen.

Das Glimmerdiagramm (Diagramm D 1) zeigt einen deutlichen geschlossenen Gürtel ⊥ b, allerdings nicht gleichmäßig besetzt, sondern mit einem ausgesprochenen Maximum im Pol von s (ab), das in Ebene (ac) stark in die Länge gezogen ist. Neben diesem Hauptglimmermaximum im Pol von s (ab) treten im Gürtel ⊥ b noch eine Reihe schwächer besetzter peripherer Untermaxima auf.

Aus der Glimmerregelung ergibt sich also für dieses Ankeritgestein ein S-Tektonit, aber mit einem deutlichen Übergang zu einem B-Tektonit.

Die Einmessung des Ankeritgefüges ergab ebenfalls einen deutlichen geschlossenen c-Achsengürtel $\perp$ b des Gefüges (Diagramm D 2). Die Hauptbesetzungen in diesem Gürtel liegen aber nicht peripher, sondern sind etwas von der Peripherie des Diagrammes abgerückt, wodurch also ein Abfall in der Besetzungsdichte gegen den Rand des Diagrammes hin gegeben ist. Das Hauptmaxima innerhalb dieses (ac)-Gürtels liegt um den Pol von s (ab), Untermaxima liegen rund 40^0 beiderseits vom Pol von s (ab).

Die einzelnen Untermaxima im Ankeritdiagramm D 2 lassen sich auf Kleinkreisen anordnen mit einem Radius von 26^0, deren Mittelpunkte peripher gelegen sind. Diese ringförmig angeordneten Ankerit-c-Achsenmaxima umgeben jeweils deutlich schwächer besetzte Stellen (Achsenminima), die aber Achsenmaxima des Glimmerdiagrammes D 1 entsprechen.

Diese Besetzungen im Ankeritdiagramm sind weitgehend den aus dem Glimmerdiagramm D 1 ablesbaren Gefügeflächen nach s (ab), h0l und $\bar{h}$0l zuordenbar, wobei den verschieden stark besetzten Gefügeflächen des Glimmerdiagramms auch verschieden starke Besetzungen im Ankeritdiagramm eindeutig zuordenbar sind.

In Anlehnung an c-Achsendiagramme von Calcit- und Dolomittektoniten mit gleichen Gefügebildern ergibt sich also auch für dieses „Ankerit in Ankerit"-Gefüge eine Einregelung von als Fugen im vorliegenden Schliff nicht sichtbaren Lamellen nach $(01\bar{1}2)$ in s bzw. h0l- und $\bar{h}$0l-Flächen des Gefüges. Dieser unmittelbaren Einregelung von $(01\bar{1}2)$ entspricht die in diesem Diagramm als ringförmige Besetzung auftretende mittelbare Einregelung der c-Achsen der Ankerite. Für Ankerite als Gefügekorn in „Ankerit in Ankerit"-Gefügen ist also ein ähnlicher Translationsmechanismus wie für Calcit und Dolomit als Gefügekorn mit Translation nach e $(01\bar{1}2)$ als wahrscheinlich anzunehmen mit Einstellung der Gleitgeraden (kürzere Diagonale von e) in a des Gefüges, wenn auch $(01\bar{1}2)$ als Fuge, ähnlich wie bei vielen Calcit- und allen bisher untersuchten Dolomitgefügen nicht sichtbar ist. Für Ankerit als Gefügekorn ist gleich wie für die Calcit- und Dolomitgefüge eine wechselweise Einstellung je einer der drei untereinander gleichwertigen flachen Rhomboederflächen e $(01\bar{1}2)$ in h0l-Flächen des Gefüges anzunehmen.

Es ergibt also dieses „Ankerit in Ankerit"-Gefüge neben Dolomit und Korund ein weiteres Beispiel von mit Calcittektoniten isotypen Gefügen (vgl. Lit. 3, 4 und 5).

Die Symmetrie dieses Ankeritgefüges ist die eines monoklinen B-Tektonits mit einer Symmetrieebene ⊥ b des Gefüges. In Anlehnung an die in Lit. 5 gegebenen Typisierung der Dolomit-B-Tektonite ist dieser Ankerit-B,Tektonit dem Typus I der Dolomitregelung zuzuordnen, der neben der Symmetrieebene in (ac) keine weitere Symmetrieebene erlaubt und der mehrere Scharen von in b sich kreuzenden ungleich stark besetzten Scherflächen aufweist.

Die konstruktive Rotation dieses Ankeritdiagramms D 2 aus der Lage ⊥ b in die Lage ⊥ a des Gefüges ergibt einen in Ebene (ac) deutlich gespaltenen Gürtel, gleicht also auch hierin den in Lit. 6, 7 und 5 wiedergegebenen synoptischen Diagrammen von in Ebene (ac) gespalteten Calcit- und Dolomit-B-Tektoniten mit einer Anordnung der Maxima auf Kleinkreisen im Abstand von 26° beiderseits der Ebene (ac).

Einige Ankeritquerschnitte zeigen Zwillingslamellen. Die Einmessung dieser Zwillingslamellen ergab folgende Winkel zwischen Zwillingsebene und der Fläche (0001): 63°, 60°, 63°, 61°, 62°, 63°, 62°, 63°, 63° und 62° im Mittel einen Wert von 62° 12′. Dieser Winkel von 62° entspricht nun dem Lotwinkel zwischen dem steilen Rhomboeder f $(02\bar{2}1)$ und der Fläche c (0001). Eine nach anderen Flächen verlaufende Zwillingslamellierung als die nach f $(02\bar{2}1)$ konnte am vorliegenden Material nicht beobachtet werden.

Eine Einstellung dieses Zwillingsrhomboeders f $(02\bar{2}1)$ in h0l-Flächen des Gefüges und Translation nach dieser Fläche würde Kleinkreisbesetzungen mit r = 62° ergeben, die aber im Diagramm D 2 nicht aufscheinen.

Zum Vergleich mit dem „Ankerit in Ankerit"-Gefüge und Glimmergefüge wurde auch das Quarzgefüge eingemessen. Unterschieden wurde zwischen dem „Quarz in Ankerit"-Gefüge und dem „Quarz in Quarz"-Gefüge. Ersteres zeigt meist die für derartige Gefüge typische rundliche bis tropfenförmige Korngestalt der Quarze, letzteres bildet im Schliff ⊥ b verschieden große insulare Anhäufungen, denen in den Schliffen ⊥ a und ⊥ b zeilenförmige Anordnungen // b des Gefüges entsprechen. Die Quarze in diesem // b des Gefüges gelängten Anhäufungen sind in ihren Kornquerschnitten vorwiegend isometrisch bis unregelmäßig und zeigen auch bei deutlich stengeligen Kornquerschnitten keine Einstellung des längsten Korndurchmessers parallel b des Gefüges.

Diagramm D 3, „Quarz in Quarz"-Gefüge, zeigt wieder einen deutlichen Gürtel ⊥ b mit einer Reihe nicht peripher gelegener Untermaxima, die zu einzelnen Gruppen zusammengeschlossen sind.

Diese Untermaxima entsprechen ihrer Lage nach den Untermaxima des Ankerit-c-Achsendiagramms, lassen also auch für dieses „Quarz in Quarz"-Gefüge dieselben Gefügeflächen nach s (ab) h0l und h0l als gegeben erkennen. Diese Quarzachsenmaxima umgeben vielfach ringförmig (Radius bis 30°) Achsenminima, die ihrerseits wieder übereinstimmen mit Achsenmaxima des Glimmerdiagrammes D 1.

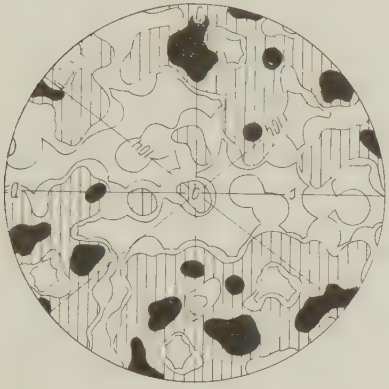


Diagramm D 3: Volderer Eisenkar, „Quarz in Quarz"-Gefüge, ⊥ b, 178 c-Achsen; 6 – 2 – 1 – 0·5, 0%.

Diagramm D 4: Volderer Eisenkar, „Quarz in Ankerit"-Gefüge, ⊥ b, 307 c-Achsen; 3 – 2 – 1 – 0·3, 0%.

Hingegen läßt das c-Achsendiagramm (Diagramm D 4) des „Quarz in Ankerit"-Gefüges einen derartigen Gürtel ⊥ b nur andeutungsweise erkennen. Es zeigt vielmehr eine mehr unregelmäßige Besetzung mit einzelnen Untermaxima. Die im Diagramm D 3 („Quarz in Quarz"-Gefüge) deutliche Besetzung um den Pol von s (ab) fehlt im Diagramm D 4, die den Gefügeflächen nach h0l und h0l zuordenbaren Untermaxima des Diagramms D 3 lassen sich aber auch im Diagramm D 4 erkennen

b) Ankerite als Einzelkorn.

Nachdem unter a) ein „Ankerit in Ankerit"-Gefüge beschrieben wurde, werden nun Gefüge beschrieben, in denen der Ankerit entweder als Einzelkorn vorkommt, oder zusammengeschlossen ist zu in b des Gefüges gelängten kleineren Körnergruppen, die aber stets nur aus einer einzigen Ankeritlage bestehen.

Die Handstücke entstammen dem Saurüssel (Berlinerhütte, Zillertaler Alpen; Untere Schieferhülle der Tauern) und dem Pfitscher Tal (ebenfalls Untere Schieferhülle der Tauern). Es sind Glimmerschiefer

in denen die Ankerite schon im Handstück deutlich durch ihre rostrote Anwitterung hervortreten. Für die Überlassung dieser Handstücke möchte ich Herrn Prof. Dr. *B. Sander* herzlich danken.

Glimmerschiefer Saurüssel.

Im Handstück ein helles, gelblichgraues Gestein mit einem ausgesprochenen Glimmer s und einer wenig deutlich linearen Richtung b. Im Dünnschliff ein Gefüge aus reichlich Glimmer (Hellglimmer und Dunkelglimmer), Quarz, Epidot und Ankerit. Letzterer entweder als Einzelkorn oder in dünnen, in b des Gefüges gelängten kleineren Anhäufungen.

Die Ankerite als Einzelkorn zeigen im Schliff $\perp$ b in ihren Querschnitten eine deutliche Längung // s (ab) mit einem mittleren Durchmesser der Kornquerschnitte von 0·462 mm // a und einem mittleren Korndurchmesser $\perp$ s (ab) von 0·164 mm, im Schliff $\perp$ a sind es in b des Gefüges gelängte Querschnitte mit einem mittleren Korndurchmesser von 0·654 mm // b und 0·175 mm $\perp$ s (ab), im Schliff $\perp$ c sind es wieder deutlich in b des Gefüges gelängte Querschnitte mit einem mittleren Korndurchmesser // b von 0·635 mm und einem mittleren Korndurchmesser von 0·452 mm // a des Gefüges.

Diese Ankerite als Einzelkorn entsprechen in ihrer Symmetrie also einem dreiachsigen Ellipsoid dessen längster Durchmesser // b, dessen mittlerer Durchmesser // a und dessen kürzester Durchmesser // c des Gefüges liegt.

Neben diesen Ankeriten als Einzelkorn kommen in diesen Glimmerschiefern Anhäufungen von Ankeritkörnern vor. Diese Gruppen von Ankeritkörnern bilden verschieden große Lagen in s (ab) des Gefüges die stets eine deutliche Längung in b des Gefüges erkennen lassen. Die Breite dieser Lagen (in a des Gefüges) ist gering und beträgt meist nur 2 bis 3 Körner nebeneinander. Die Mächtigkeit dieser Ankeritlagen, gemessen $\perp$ s (ab), ist stets auf eine einzige Kornlage beschränkt.

In den Kornformen ist kein Unterschied zwischen diesen Körnern und jenen die als Einzelkörner im Gefüge vorkommen, gegeben. Auch bei den Ankeriten in den dünnen Lagen // s ist stets eine Längung der Körner // b des Gefüges deutlich.

Ebenso sind Quarz und Epidot vielfach deutlich stengelig und zeigen vorwiegend eine Einstellung ihrer Stengelachsen in b des Gefüges.

Kristallographische Begrenzung fehlt an allen Ankeritkörnern. Zwillingsbildung ist vorhanden nach e $(01\bar{1}2)$ mit c $\wedge$ e = 26°.

Gefügeeinmessungen. Gefügeeinmessungen wurden an Glimmer, Quarz und Ankerit in einem Schliff senkrecht zu der am Handstück gegebenen Linearen b auf s vorgenommen. Beim Ankerit wurde nach Einzelkörnern und Körnergruppen getrennt eingemessen, ebenso bei Quarz.

Der Glimmer (Biotit). Diagramm D 5 zeigt eine betonte Besetzung im Pol von s (ab) mit einer in Ebene (ac) deutlichen Ausweitung

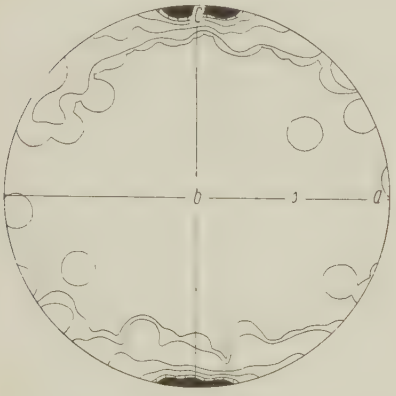


Diagramm D 5: Saurüssel, Biotit, ⊥ b. 168 c-Achsen; 25—20—15—10—5—1—0·6, 0%.

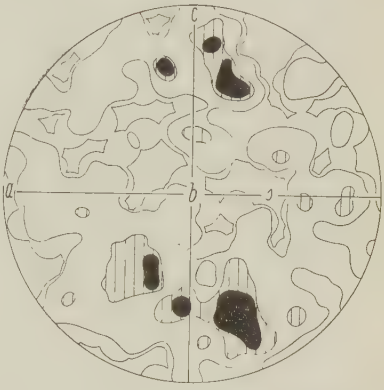


Diagramm D 6: Saurüssel, Ankerit-Einzelkörner, ⊥ b, 241 c-Achsen; 5—3—2—1—0·5, 0 %.

dieser Besetzung; also ein S-Tektonit, aber mit Annäherung an einen B-Tektonit.

Das Diagramm D 6 der Ankerit-Einzelkörner läßt einen geschlossenen, breiten Gürtel ⊥ b des Gefüges erkennen mit zwei einander gegenüberliegenden Maximagruppen, die aber stark von der Peripherie gegen die Mitte des Diagramms zu abgerückt sind. Dem aus dem Glimmerdiagramm D 5 erschlossenen s lassen sich aber diese beiden Gruppen von Maxima nur annäherungsweise zuordnen, so daß also nicht mit Sicherheit eine Einregelung von $(01\bar{1}2)$, wie sie am oben beschriebenen „Ankerit in Ankerit"-Gefüge gegeben erscheint, für diese Ankeriteinzelkörner abzulesen ist. Für die anderen im Ankeritgürtel auftretenden schwach besetzten Untermaxima sind keine entsprechenden Untermaxima im Glimmerdiagramm vorhanden.

Unterschiede in der Regelung zwischen den Ankeriten als Einzelkorn und jenen Ankeritkörnern, die zusammengeschlossen zu kleineren Gruppen in s (ab) des Gefüges liegen, sind nicht gegeben.

Beim Quarzgefüge wurde unterschieden zwischen Quarzen, die als Einzelkörner zwischen den anderen Gefügegenossen (Glimmer,

Ankerit) liegen und Quarzen, die zusammengeschlossen zu verschieden großen Anhäufungen (Knauern) // b des Gefüges auftreten („Quarz in Quarz"-Gefüge).

In beiden Fällen ergab die Einmessung der c-Achsen ein deutliches b, das mit dem b des Glimmer- und Ankeritgefüges übereinstimmt. Die Gürtelbesetzung mit einer Reihe nahe der Peripherie gelegener Untermaxima ist allerdings im Diagramm D 7 („Quarz in

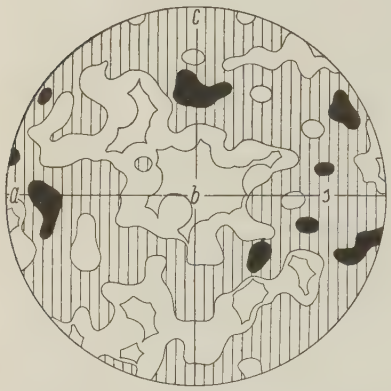


Diagramm D 7: Saurüssel, „Quarz in Quarz"-Gefüge, ⊥ b, 342 c-Achsen; 4 2—1—0·3, 0%.

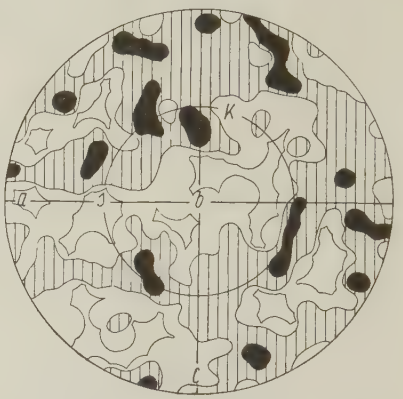


Diagramm D 8: Saurüssel, Quarz-Einzelkörner, ⊥ b, 292 c-Achsen; 4 - 2—1—0·3, 0%.

Quarz"-Gefüge) deutlicher als im Diagramm D 8 der Einzelquarze. In beiden Quarzdiagrammen tritt aber neben dieser stets deutlichen mehr peripheren Besetzung (Gürtel) noch eine Kleinkreisbesetzung um b des Gefüges auf mit $r = 40^0$. Diese Kleinkreisbesetzung ist im Diagramm D 8 der Quarze als Einzelkörner deutlicher als im Diagramm D 7 des „Quarz in Quarz"-Gefüges.

Die aus der Korngefügeregelung sich ergebende B-Achse verläuft: N 40^0 E, 31^0 SW.

An einem weiteren ankeritführenden Glimmerschiefer vom Saurüssel (Berliner Hütte) mit deutlich in b des Gefüges gelängten Ankeriteinzelkörnern wurden gleiche Untersuchungen betreffend die Regelung von Glimmer, Quarz und Ankerit durchgeführt.

Das Glimmerdiagramm D 9 läßt wieder ein deutliches s erkennen, in diesem Diagramm ist aber die Gürtelbildung der Glimmerpole eine weitaus ausgeprägtere als am vorangegangenen Beispiel (stärkere Annäherung an einen B-Tektonit).

Das Diagramm D 10 der Quarzeinzelkörner zeigt einen deutlichen, geschlossenen Gürtel senkrecht zu jenem aus der Glimmerregelung

gegebenen b mit einer größeren Zahl nahezu peripher gelegener Maxima. Auffallend an diesem Quarzdiagramm ist auch hier wieder jene Kleinkreisbesetzung um b mit r = 35°, wie sie bereits im Quarzdiagramm D 8 besonders deutlich in Erscheinung tritt.

Diagramm D 9: Saurüssel, Biotit, ⊥ b, 211 c-Achsen; 15—10—5 -1—0·5, 0%.

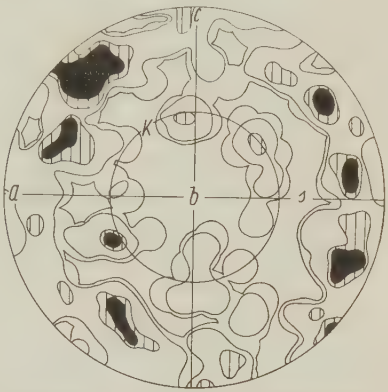


Diagramm D 10: Saurüssel, Quarz-Einzelkörner, ⊥ b, 182 c-Achsen; 6—3—2—1 0·5. 0%.

Das Diagramm der Ankeriteinzelkörner D 11 läßt einen sehr undeutlichen Gürtel ⊥ b erkennen mit einer größeren Zahl nicht peripherer, ungleichmäßig verteilter Maxima. Eine Zuordenbarkeit einzelner Ankeritmaxima zu bestimmten Glimmermaxima ist nicht durchführbar, so daß auch in diesem Falle eine Deutung der Ankeritregel nicht möglich ist.

Für die aus der Korngefügeregelung erschlossene B-Achse ergab sich: N 72° E, 21° W.

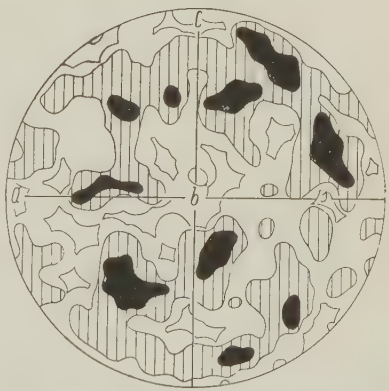


Diagramm D 11: Saurüssel, Ankerit-Einzelkörner, ⊥ b, 293 c-Achsen; 4 2—1—0·4, 0%.

Glimmerschiefer, Jakober-Graben (Pfitsch).

Noch an einem dritten Beispiel wurde ein derartiges Gefüge mit Ankeriteinzelkörnern auf seine Regelung untersucht.

Auch dieses Handstück entstammt den Glimmerschiefern der Unteren Schieferhülle der Tauern. Deutlich ist ein Glimmer s, während eine lineare Richtung b nur schwach ausgeprägt ist. Der

Mineralbestand ist reichlich Glimmer (mehr Muskowit als Biotit), dann Quarz als Einzelkorn oder in verschiedenen langen b-achsialen Anordnungen mit in beiden Fällen deutlich // b gelängten Quarz-

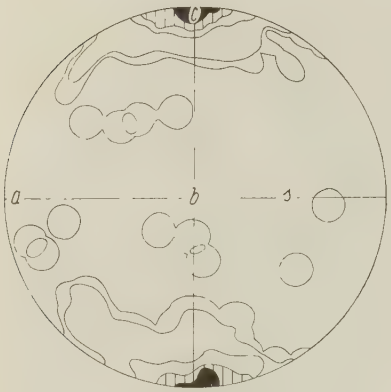


Diagramm D 12: Jakober-Graben, Biotit ⊥ b, 183 c-Achsen; 30—20—10—5—1—0·5, 0%.

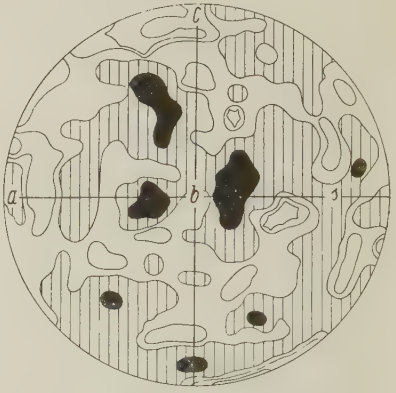


Diagramm D 13: Jakober-Graben, Quarz-Einzelkörner, ⊥ b, 400 c-Achsen; 3 2 1—0 5—0·2, 0% .

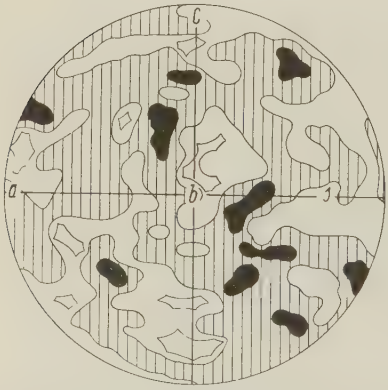


Diagramm D 14: Jakober-Graben, Ankerit-Einzelkörner, ⊥ b, 318 c-Achsen; 3—2—1—0·3, 0%.

körnern und dann Ankerit als Einzelkorn oder höchstens zusammengeschlossen zu Gruppen aus zwei oder drei Körnern. Nahezu alle Ankeritkörner sind // b des Gefüges deutlich gelängt und zeigen die Symmetrie eines dreiachsigen Ellipsoids mit der längsten Achse in b, der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges.

Die Gefügeeinmessungen der einzelnen, an diesem Gestein beteiligten Minerale ergab lediglich für die Glimmer-c-Achsen eine deutliche Regelung im Pol von s mit der Andeutung einer Ausweitung dieser Besetzung in Ebene (ac), Diagramm D 12.

Das Diagramm D 13 der Quarzeinzelkörner läßt keine Regel erkennen und auch das Diagramm D 14 der c-Achsen der Ankeriteinzelkörner zeigt eine gleichmäßige Besetzung mit regelloser Verteilung der einzelnen Untermaxima, so daß für diese beiden Diagramme keine Deutung gegeben werden kann.

Zusammenfassung.

Die statistische Einmessung des „Ankerit in Ankerit"-Gefüges aus dem Voldertal ergab für die Ankerite einen ausgesprochenen c-Achsengürtel senkrecht zu einer am Handstück deutlichen linearen Richtung, womit diese lineare Richtung als B bestimmt ist.

Dieses Ankerit c-Achsendiagramm zeigt eine weitgehende Übereinstimmung mit in Ebene (ac) des Gefüges gespaltenen c-Achsendiagrammen von Calcit- und Dolomit-B-Tektoniten mit mehreren Gruppen von Untermaxima innerhalb dieses Gürtels. In Analogie mit diesen Calcit- und Dolomitdiagrammen ist also auch für Ankerit als Gefügekorn in „Ankerit in Ankerit"-Gefügen ein ähnlicher Translationsmechanismus wie für Calcit und Dolomit mit Translation nach e $(01\bar{1}2)$ mit wechselweiser Einstellung der drei untereinander gleichwertigen flachen Rhomboederflächen in h0l-Flächen des Gefüges als wahrscheinlich anzunehmen.

Die Zuordnung dieses Ankeritdiagramms zum Regelungstypus I alpiner Dolomit-B-Tektonite mit Symmetrieebene in (ac) und mehreren Scharen ungleich stark besetzter Scherflächen nach h0l und h0l ist gegeben.

Neben den bisher beschriebenen Korund- und Dolomittektoniten stellt dieser Ankerittektonit ein weiteres Beispiel von mit Calcittektoniten isotypen Gefügen dar.

Das „Quarz in Quarz"-Gefüge dieses Gesteins zeigt ebenfalls einen deutlichen Gürtel $\perp$ b, dessen Untermaxima mit Untermaxima des Ankeritdiagramms nach Lage und Besetzungsdichte übereinstimmen. Im „Quarz in Ankerit"-Gefüge hingegen ist ein derartiger Gürtel $\perp$ b nur angedeutet.

Neben diesem „Ankerit in Ankerit"-Gefüge wurden auch noch Ankerite aus Glimmerschiefern mit Ankeriteinzelkörnern hinsichtlich ihrer Regeln untersucht. Die c-Achsen dieser Ankeriteinzelkörner bilden teilweise einen mehr oder weniger deutlichen Gürtel $\perp$ b des Gefüges. Die Verteilung der einzelnen Untermaxima innerhalb dieser Gürtelbesetzung $\perp$ b ist eine vielfach sehr unregelmäßige, so daß also eine Deutung dieser Besetzung nicht möglich ist. In einem Fall eines solchen Gefüges mit Einzelankeriten ergab sich keine wahrnehmbare Regel.

Ein Unterschied in den Regeln zwischen Ankeriteinzelkörnern und Ankeriten die in kleinen Gruppen // s in diesen Glimmerschiefern auftreten, ist nicht gegeben.

Die Gefügeeinmessung der Einzelquarze dieser Gesteine ergab neben verschiedenen deutlichen Gürtelbesetzungen $\perp$ b auch völlig ungeregelte Quarzgefüge. Bei den geregelten Quarzgefügen ist neben dem Gürtel $\perp$ b stets noch eine Kleinkreisbesetzung um b mit

r = 35 bis 40° vorhanden. Beim „Quarz in Quarz"-Gefüge (Knauern) ist die Gürtelbildung ⊥ b der Quarz-c-Achsen etwas deutlicher als bei den c-Achsendiagrammen der Einzelquarze.

Die Glimmerdiagramme zeigen in allen Fällen eine deutliche Besetzung im Pol von s (ab), stets aber mit einer mehr oder weniger ausgesprochenen Ausweitung dieser Besetzung in Ebene (ac), die in einem Fall bis zu einem nahezu geschlossenen Gürtel ⊥ b führt (S-Tektonite mit Übergang zu B-Tektoniten).

Die Korngestalt der Ankeriteinzelkörner in den Glimmerschiefern ist vorwiegend ausgesprochen gelängt nach b des Gefüges mit der Symmetrie eines dreiachsigen Ellipsoids, dessen längste Achse in b, dessen mittlere Achse in a, und dessen kürzeste Achse in c des Gefüges liegt.

Diese Regel nach der Korngestalt bei den Einzelankeriten in den Glimmerschiefern der Unteren Schieferhülle der Tauern ist wohl auf belteropores Wachstum längs b des Gefüges, verbunden mit einem gewissen flächigen Wachstum in s (ab) zurückzuführen. Eine Regel nach dem Kornfeinbau ist nicht vorhanden oder nur undeutlich.

Eine Beziehung zwischen Korngestalt (ausgesprochene Stengel // b des Gefüges) und irgendeiner kristallographischen Richtung ist nahezu nicht wahrnehmbar, womit also Angaben über eine Gefügetracht der Ankerit-Einzelkörner entfallen.

Literatur.

1. *Clar, E.*, Über Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spatlagerstätten. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. Folge, 1954. — 2. *Felkel, E.*, Gefügestudien an Kalktektoniten. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, 79, Wien, 1929. — 3. *Ladurner, J.*, Zur Kenntnis von Korundgefüge (Achsenverteilungsanalyse an Naxos-Smirgel), N. Mineralogie, Abh., 84, 1952. — 4. *Ladurner, J.*, Die Rolle der Endfläche des Korunds (0001) in der Gefügeregel verschiedener Vorkommen von Naxos-Smirgel. N. Jahrb. f. Mineralogie, Monatshefte, Heft 1, 1952. — 5. *Ladurner, J.*, Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomittektonite, Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, 96, Wien, 1953. — 6. *Sander, B.*, Gefügekunde der Gesteine. Springer-Verlag, Wien, 1930. — 7. *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. II. Teil: Die Korngefüge. Springer-Verlag, Wien.

Die Kristallstruktur von $BeSO_4$.

Von

Alfred Grund, Paris,

(Eingelangt am 4. September 1954.)

Einleitung. Die Arbeiten über die mit den Modifikationen von SiO_2 isotypen Verbindungen beschäftigten sich bis jetzt nur mit Kristallen, die Kationen der dritten und fünften Gruppe des periodischen Systems und das dreiwertige Eisen enthielten, also alle drei- und fünfwertig waren. Man hat nämlich die Strukturen von $AlPO_4$, $AlAsO_4$, $FePO_4$, BPO_4 und $BAsO_4$ bestimmt und sie dem entsprechenden SiO_2-Aufbautyp zugeordnet. (*M. Strada* 1934, *G. R. Levi* und *D. Ghiron* 1933, *F. Machatschki* 1935, 1936 a und 1936 b, *H. C. F. Huttenlocher* 1935, *T. F. W. Barth* 1935, *N. Caglioti* 1935.)

Es scheint uns durchaus möglich, das S^{+4} nicht nur durch drei- und fünfwertige Kationen zu ersetzen, sondern, einen Schritt weitergehend, durch zwei- und sechswertige. Für eine Isotypiebeziehung zwischen zwei Verbindungen wird nun nicht nur elektrische Neutralität des Kristalles verlangt, sondern die einzelnen aufbauenden Teilchen in den beiden Verbindungen müssen auch zueinander in gleichen Größenverhältnissen stehen. In unserem Falle stehen uns dann nur Be^{+2} und S^{+6} zur Verfügung. Für beide Kationen ist die Viererkoordination in Sauerstoffverbindungen charakteristisch und die Größen dieser Ionen scheinen den oben gestellten Bedingungen zu genügen.

Experimentelle Grundlagen. Zur Überprüfung der eben aufgestellten Annahme wurden die in den Tabellen von *Hanawalt* [1] angegebenen Pulverdaten verwendet. Diese wurden mit gefilterter Mo-Strahlung erhalten. Die Intensitäten wurden mit geeichten Streifen gemessen. Die Dichte wird mit 2·443 gcm^{-3} (*L. F. Nilson* und *O. Pettersson,* 1880) angegeben. Die Kristalle sind farblos. Die Verbindung soll im rhombischen Kristallsystem kristallisieren.

---

[1] $BeSO_4$ d = 3·77 2·34 1·93
I/I_1 = 100 33 9.

Indizierung der Pulverlinien. Wir haben mit Hilfe der Hullschen Kurven sämtliche angegebenen Pulverlinien tetragonal indizieren gekonnt (Tab. 1).

Tabelle 1.

h k l	d beob.*	d ber.	I/I_1 beob.*	I/I_1 ber.
1 0 1	3·77	3 764	100	50
0 0 2	3·45	3·450	5	1·3
1 1 0	3·19	3·175	8	5·5
1 1 2	2·34	2·336	33	27·7
2 0 0	—	2·245	—	0·3
1 0 3	—	2·047	—	3·5
2 1 1	1·93	1·928	9	16·8
2 0 2	1 88	1·882	5	7·4
0 0 4	—	1·725	—	0·0
2 2 0	1·59	1·588	1	3 4
2 1 3 1 1 4	1·51	1·513 1·516	8	7·7
3 0 1	—	1·463	—	1·5
2 2 2	—	1·442	—	2·1
3 1 0	—	1 420	—	3·3
2 0 4	1·37	1·368	3	7·0
1 0 5 3 1 2	1·32	1·319 1·314	3	6·9
3 0 3	1·25	1·255	1	4·9
3 2 1	1·23	1·226	3	6·2
2 2 4 0 0 6 2 1 5	1 14	1·168 1·150 1·134	1	5·5
4 0 0	—	1·122	—	1·5
3 1 4 3 2 3	1·10	1·097 1·095	1	3·5

* Diese Werte wurden der Hanavaltkarte entnommen.

$a = 4{\cdot}49$ A
$c = 6{\cdot}90$ A $\quad a/c = 1{\cdot}536$
$n = 2 \quad D = 2{\cdot}542\ \mathrm{gcm}^{-3}$

Es treten nur Reflexionen mit $h + k + l = 2n$ auf, was einem innenzentrierten Gitter entspricht.

Wenn wir diese Daten mit denen von BPO_4 und $BAsO_4$ (beide kristallisieren im Cristobalittyp) vergleichen, so sehen wir, daß diese im gleichen Kristallsystem kristallisieren, ähnliche Gitterkonstanten aufweisen und die gleichen Auslöschungen besitzen.

	a	c	c/a
BPO_4	4·332 Å	6·640 Å	1·532
$BAsO_4$	4·458	6·796	1·524
$BeSO_4$	4·49	6·90	1·536

Als Raumgruppe wurde daher wie im Falle der beiden anderen Verbindungen $S_4^x - \bar{I}4$ vorausgesetzt.

Die Bestimmung der Atomparameter. Die Bestimmung der Atomparameter wurde mittels „trial and error" durchgeführt. Ausgegangen wurde von den Parametern des Si und des O im Hochcristobalit. S^{+6} wurde auf die zweizählige Punktlage 2 a) ooo und B^{+2} auf die zweizählige Punktlage 2 c) o $^1/_2$ $^1/_4$ gesetzt. Die drei frei wählbaren Parameter des Sauerstoffs wurden durch systematisches „Probieren" bestimmt. Zu einer exakten Parameterbestimmung mittels Fourierscher Reihen wären Einzelkristallröntgendaten nötig.

Die Sauerstoffparameter sind die folgenden:

$$x = -0{\cdot}128$$
$$y = 0{\cdot}234$$
$$z = 0{\cdot}130$$

Die Übereinstimmung der beobachteten und der berechneten Intensitäten zeigt Tab. 1.

Die Atomabstände. Aus den obigen Parametern kann man folgende Abstände berechnen [1]:

$S - O = 1{\cdot}50$ Å	$O_S - O_S = 2{\cdot}46$ Å	$O_{Be} - O_{Be} = 2{\cdot}50$ Å
$Be - O = 1{\cdot}56$ Å	$O_S - O_S = 2{\cdot}40$ Å	$O_{Be} - O_{Be} = 2{\cdot}65$ Å

Die so berechneten Abstände stehen in guter Übereinstimmung mit den zu erwartenden Werten.

Diskussion. Es konnte gezeigt werden, daß $BeSO_4$ wie BPO_4 und $BAsO_4$ im Cristobalittyp kristallisiert. In seiner Struktur sind also BeO_4- und SO_4-Tetraeder nach allen Richtungen des Raumes hin über die Sauerstoffatome verbunden. Ein Sauerstoffatom gehört demnach immer je einem Be^{+2} und einem S^{+6} an. Man kann bei dieser Verbindung daher nicht von einem echten Salz der Schwefelsäure sprechen.

Die Strukturformel dieser Verbindung lautet damit

$$\infty^3 [S^{[4]}_{0\cdot5} Be^{[4]}_{0\cdot5} O_2^{[2]}] \text{ te}$$

---

[1] $O_S - O_S = O-O$ Abstände im SO_4-Tetraeder.
$O_{Be} - O_{Be} = O-O$-Abstände im BeO_4-Tetraeder.

Ein weiteres Beispiel für eine in einem SiO_4-Typ kristallisierende Verbindung ist damit erbracht.

Herrn Dr. *Benet* danke ich herzlichst für die Unterstützung, die er mir für diese Arbeit angedeihen ließ.

Zusammenfassung.

$BeSO_4$ kristallisiert im BPO_4-Typ, der sich von der Cristobalitstruktur herleitet. $a = 4{\cdot}49$ A, $c = 6{\cdot}90$ A, $c/a = 1{\cdot}536$. Die Atomabstände sind: $S - O = 1{\cdot}50$ A, $Be - O = 1{\cdot}56$ A.

Literatur.

Barth, T. F. W. (1935), J. chem. Physics, *3*, 323. — *Caglioti, W.*, (1935), Rend. Atti accad. Lincei *22*, 146. — *Huttenlocher, H. C. F.*, (1935), Z. Krist. *90 A*, 508. — *Levi, G. R.*, und *D. Ghiron*, (1933), Rend. Atti accad. Lincei *18*, 394. — *Machatschki, F.* (1935), Z. Krist. *90 A*, 314. — *Machatschki, F.* (1936 a), Z. Krist. *94 A*, 222. — *Machatschki, F.* (1936 b), Fortschr. Min. Krist. *20*, 45. — *Nilson, L. F.*, und *O. Pettersson* (1880), Ber. *13*, 1462. — *Strada, M.* (1934), Gazz. chim. ital. *64*, 653.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck.

Interngefüge der Kalifeldspate in einem Ötztaler Gneis.

Von

H. Gruß.

Mit 18 Gefügediagrammen.

(Eingelangt am 8. September 1954.)

An einem verbreiteten Typus des Ötztaler Kristallins werden die Interngefüge (si) der Kalifeldspate mit dem Externgefüge (se) verglichen und daraus Schlüsse auf den Ablauf der Metamorphose gezogen.

Betreffend des Vorkommens und seiner geologischen Stellung gilt nach mündlicher Mitteilung von Prof. *Sander* folgendes:

Anläßlich seiner Begutachtung des Stollens für die Krafthaus-Kaverne Ötztal (1950) wurde von Prof. *Sander* in seinem Schliffmaterial in einem der Hauptgesteine des Ötztaler Kristallins, dem Biotit-Plagioklasgneis Hammers, eine weite Verbreitung von Kalifeldspatholoblasten (zum Teil deutlich Mikroklin) mit Interngefüge (namentlich sehr gut meßbares si-Gefüge aus Quarz) festgestellt. Darauf wird von Prof. *Sander* nun besonders im Hinblick auf den Umstand Gewicht gelegt, daß *Ch. Exner* (Lit. 1) Mikroklinholoblasten mit „helizitischen Einschlußzügen" aus Glimmerschiefer im Tauerngneis bei Badgastein bekannt gemacht hat. Nach Prof. *Sander* sind hienach Kalifeldspatholoblasten mit si sowohl in der Unteren Tauernhülle durch *Exner* (l. c.) als in typischem Ötztaler Kristallin vertreten, wie dies von den Natronfeldspatholoblasten gilt (Albitholoblasten im Ötztal-Stubai Kristallin und im Innsbrucker Quarzphyllit). Dies entspricht der schon 1911 von *B. Sander* vertretenen Auffassung, daß in der Unteren Tauernhülle Ötztal-Stubai Kristallin und Quarzphillit vertreten ist. Wegen dieser regionalgeologisch interessanten Stellung und weil die gute Meßbarkeit des si-Gefüges eine Fortsetzung der von *B. Sander* 1928 publizierten Analyse von si in Feldspatholoblasten (Lit. 3) erlaubte, hat Prof. *Sander* sein Material zur Bearbeitung im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck an den Verfasser folgender Arbeit *(H. Gruß)* und an *H. Gottwald* übergeben. Von den beigegebenen Diagrammen wurden (siehe Bezeichnung) zehn von *Gruß,* acht von *Gottwald* eingemessen; von den gesamten im Archiv

des Mineralogischen Institutes erliegenden Diagrammen entfallen 30 auf *Gruß* und 27 auf *Gottwald*.

Für die Überweisung seines Materials haben wir Prof. *Sander*, für die Schulung im Messen Herrn Dozenten *J. Ladurner* zu danken.

Die Aufgabe dieser Arbeit war es, sowohl diese Interngefüge als auch das generelle Gefüge des Gesteines näher zu untersuchen und durch deren Vergleiche den Werdegang dieses Gesteines nach Möglichkeit in seine einzelnen Phasen aufzugliedern.

Das Gestein besteht in seinen Hauptgemengteilen aus Quarz, Orthoklas und Albit, Muskovit und Biotit. Letzterer ist stellenweise in Chlorit umgewandelt, welcher dann von sulfidischem Erz begleitet wird. Akzessorisch tritt noch Apatit, Zirkon und Karbonat auf. Um die nähere prozentuale Beteiligung dieser einzelnen Komponenten zu ermitteln, wurden eine größere Anzahl Schliffe nach der Rosivalschen Integrationsmethode bearbeitet mit folgendem Ergebnis:

Quarz	$32 \pm 8\%$	
Orthoklas und Albit	$39 \pm 8\%$	$45 \pm 7\%$
Holoblasten von Orthoklas und Mikroklin	$6 \pm 3\%$	
Biotit	$15 \pm 5\%$	$24 \pm 5\%$ des Biotits.
Muskovit	$8 \pm 6\%$	
Chlorit	bis 100%	

Es folgt nun eine Beschreibung der einzelnen Minerale:

Glimmer.

Der Biotit, der die Hauptmasse der vorhandenen Glimmer ausmacht, bildet kleine bis mittelgroße Schuppen, die mit ihrer Spaltbarkeit in ein s des Gesteins eingeregelt sind, so daß sich schon am Handstück ein flächiges Gefüge bemerkbar macht. Die einzelnen Blättchen sind nicht etwa regellos im Gefüge verteilt, sondern sie bilden mehr oder weniger zusammenhängende Lagen, die sich gleich Häuten um die großen Feldspäte herumschmiegen. Dabei ist bemerkenswert, daß es vor allem die größeren Biotite sind, die die Holoblasten umgeben, während die das si bildenden meist nur kleine Schuppen darstellen. Neben fein- bis mittelkörnigen Biotiten finden sich noch vereinzelt größere Individuen, die auch in ihrer Regel von den oben erwähnten abweichen. Sie besitzen oftmals eine von den übrigen Glimmern abweichende oder auch überhaupt keine Regel. Sie liegen jedenfalls teilweise quer zum beschriebenen s, weisen ein si von einigen Quarzen, Feldspäten und auch Apatit auf. Diese Großbiotite finden sich im si der Feldspatholoblasten oder sie tauchen stellenweise mit einem Ende in diese hinein, so daß man für die Großbiotite ein gleiches oder ein höheres Alter als für die Holoblasten

annehmen kann. Sämtliche Glimmer, mit Ausnahme jener im si der Feldspäte, zeigen nachkristalline Deformation, Zerscherungen und Verbiegungen, besonders um die Feldspatholoblasten herum. Von dieser Deformation sind vor allem jene Großbiotite ergriffen.

Der Muskovit tritt in seiner prozentualen Beteiligung hinter dem Biotit zurück. Auch bei ihm lassen sich ähnliche Gefügemerkmale erkennen: fein- bis mittelkörnig, schuppig, in das s des Gesteines eingeregelt, lagenweise Anordnung, auch als feine Schuppen im si der Feldspatholoblasten. Auch die Muskovite, mit Ausnahme der im si der Feldspäte, zeigen entsprechend den Biotiten eine nachkristalline Deformation. Hingegen fehlen bei den Muskoviten ausgesprochene Großindividuen. Gewisse Bereiche des Gesteines sind von einer Umwandlung des Biotites in Chlorit ergriffen. Von dieser Umwandlung werden auch jene Großindividuen des Biotits betroffen. Zusammen mit der Chloritisierung geht eine sulfidische Erzführung. Die opaken, dunklen Erzkörperchen lassen sich unter dem Mikroskop nicht weiter auflösen und bestimmen. Was das Alter der Chloritbildung anlangt, so ist diese zumindest gleichalterig mit der Bildung der Feldspatholoblasten oder älter, da sich in deren si, wenn auch vereinzelt, Chlorit und Erz findet. Der Chlorit ist optisch negativ, seine Lichtbrechung liegt unter α von Muskovit.

Feldspäte.

Die Alkalifeldspäte der Grundmasse wurden durch Einmessung der Achsenwinkel und durch Vergleich der Brechungsindizes mit dem von Canadabalsam bestimmt. Dabei fanden sich Orthoklase mit Achsenwinkeln um 70^0 und Brechungsindizes unter dem von Canadabalsam und Albite mit Achsenwinkeln um 77^0 und Brechungsindizes um den des Einbettungsmittels. Der Albit zeigt nur in den seltensten Fällen Zwillingslamellen, so daß Albit und Orthoklas im Schliff nur schwer auseinanderzuhalten sind. Der Feldspat bildet eine gleichmäßige, bereits stark serizitisierte Grundmasse, die mit den Glimmern den „Kitt" zwischen den Quarzen abgibt. Tritt der Quarz hin und wieder prozentual zurück, so bilden die Feldspäte, bzw. deren Serizitfilz, ein geschlossenes Gefüge. Kristallbegrenzungen und Spaltbarkeit sind bereits unkenntlich. Reste derartiger Feldspäte finden sich hin und wieder als Serizitputzen in den im folgenden beschriebenen Kalifeldspatholoblasten, was auf eine der Feldspatneubildung vorangegangene Serizitisierung weist.

Von diesen Feldspäten der Grundmasse unterscheiden sich grundsätzlich große Individuen von Kalifeldspäten, teils Mikroklin mit und ohne Gitterung, Achsenwinkel um 84^0, in der Minderzahl Orthoklas mit Achsenwinkeln um 70^0. Diese Holoblasten liegen als große

Augen in der Grundmasse der übrigen Mineralien. Die Umrisse der Feldspatholoblasten verlaufen unregelmäßig und sie werden von Glimmerhäuten umgeben. Im Inneren finden sich gut erhaltene Interngefüge von hauptsächlich Quarzen und Glimmern. Die Anordnung der Quarze und teilweise auch der Glimmer im si läßt manchmal noch ein s erkennen, welches mit dem s des Externgefüges parallel verläuft oder aber auch geringfügig verstellt ist. Die Umrisse der eingeschlossenen Quarze sind rundlich, ohne scharfe Kanten. Der Anteil der Glimmer am si ist geringer; es handelt sich nur um kleine Schüppchen. Daß diese Feldspäte erst in einem sehr späten Stadium gebildet wurden, beweist das Vorhandensein des si, besonders das von Serizit, Erz und Chlorit. Ebenso wie die eingangs beschriebenen Großbiotite erfuhren die Holoblasten eine nachkristalline Deformation, wie Spaltrisse und Rupturen zeigen. Letztere sind noch stellenweise mit Karbonat ausgefüllt, das seinerseits bereits wieder Druckzwillingsbildung erkennen läßt.

Quarz.

Der Quarz bildet kleine bis mittelgroße Körner, die teilweise intensiv ineinander verzahnt sind. Die Umrisse sind unregelmäßig, manche Quarze erscheinen auch gelängt nach dem s der Glimmer. Die Anordnung der Körner ist zeilenförmig, parallel zum s. Im Innern zeigen die Quarze perlschnurartige Ketten von unauflösbaren, schwarzen Einschlüssen. Die gleichen Quarze finden sich auch im si der Feldspäte; nur ist die Korngröße hier eine viel geringere und die Einschlüsse zeigen runde, korrodierte Formen. Die Quarze im Externgefüge zeigen eine auffallende Undulation und teilweise auch Lamellen und Rupturen, was ebenfalls auf nachkristalline Deformation hinweist. Undulation zeigen auch die Quarze des si, nur in einem viel schwächeren Maße, was scheinbar auf die geringere Korngröße zurückzuführen ist.

Nach den vorangegangenen Untersuchungen lassen sich bereits folgende Phasen unterscheiden, die zum heute vorliegenden Gestein führten:

1. Mechanische Deformation mit nachfolgender Serizitisierung.
2. Biotitneubildung.
3. Chloritisierung.
4. Feldspatneubildung.
5. Mechanische Deformation.
6. Karbonatausscheidung in Rupturen.
7. Mechanische Deformation.

Nachfolgend werden die Korngefüge von Quarz und Glimmer auf ihre Regel hin näher untersucht. Es wurden das Interngefüge in einer

größeren Anzahl Feldspatholoblasten und das Externgefüge generell optisch eingemessen; ebenso die Externgefüge in unmittelbarer Nähe der Holoblasten, um so die Beeinflussung der generellen Regel durch die Feldspäte und die Beziehung zwischen si und se — generell zu erfassen. Insgesamt wurden etwa 4500 Körner eingemessen. Es folgt nun eine Beschreibung der so erhaltenen Gefügedaten:

Externgefüge.

Ein Teil der se-Glimmerdiagramme ergibt ein generell vorhandenes Maximum in c (vgl. D 1 und D 3), also eine für s-Tektonite und für Anlagerungsgefüge mögliche Regel der Glimmer. Ein mehr oder weniger deutlich wahrnehmbarer Anklang an einen Gürtel ist vorhanden (vgl. D 2). Damit sind auch die Koordinaten a und b gegeben. Mit dieser letzteren Koordinate des Glimmers übereinstimmend liegt das b des Quarzes. Die Quarzdiagramme zeigen einen deutlichen Gürtel senkrecht b (vgl. D 4 und D 5), also die Regel eines B-Tektonits. Dabei ergibt sich eine Häufung der Quarzachsen innerhalb des Gürtels in vier Sektoren, je zwei gegenüberliegend (vgl. D 4 und D 5). Diese Überbesetzung ist in einzelnen Diagrammen besser (vgl. D 5), oder aber bei stärkerem Anklang an den Gürtel, weniger gut ausgeprägt (vgl. D 4). Es handelt sich hier um einen in Tektoniten häufig wiederkehrenden Typus der Quarzregel, sowohl hinsichtlich der Besetzung eines Gürtels senkrecht zu b, was einer von allen Seiten erfolgten Umfassung senkrecht b entspricht, als auch hinsichtlich der Überbesetzung des Gürtels in vier, je zwei gegenüberliegenden Sektoren, entsprechend einer Bevorzugung von zwei Scherflächenscharen, die senkrecht aufeinander stehen.

Die Überbesetzung in jedem der vier Sektoren besteht aus einer wechselnden Anzahl von Maxima (vgl. D 4 und D 5), die verschiedenen Scherflächen tautozonal zu B zuzuordnen sein dürften, ohne daß die Eigenregelung dieser Scherflächen feststeht. Die vorhandenen Maxima deuten vielleicht auch eine Einregelung von Lamellen als Eigenregel der Scherflächen an, worauf die Form der Maxima hinzuweisen scheint: Die Maxima beschreiben Kleinkreise mit einem Radius von annähernd 20° (vgl. D 5). Der Mittelpunkt des Kleinkreises, ein Minimum darstellend, entspräche einem Maximum der Lamellenlote, welches in zahlreichen Tektoniten gleichzeitig ein Glimmermaximum darstellt. Vergleicht man nun im vorliegenden Falle Quarz und Glimmerdiagramm, so erkennt man, daß dies hier nicht zutrifft: in das Quarzminimum des erwähnten Kleinkreises fällt also kein Maximum der Glimmer. Damit ist also eine Regel des Quarzes nach Lamellen zwar nicht nachgewiesen, aber keinesfalls ausgeschlossen; denn erfahrungsgemäß kann der Quarz bei einer

mechanischen Deformation eines Gesteines empfindlicher geregelt werden als die Glimmer, weshalb das Vorhandensein eines Glimmermaximums im Zentrum der Quarzachsenringe nicht unbedingt nötig

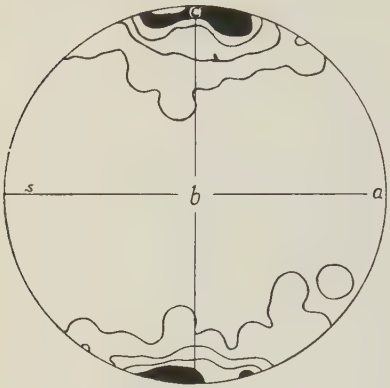


Diagramm D 1: 100 Glimmerpole, Externgefüge generell, senkrecht b, 10—7—4—1—0%
Einmessung *Gruß.*

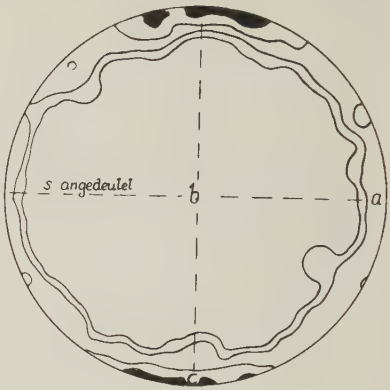


Diagramm D 2: 200 Glimmerpole, Externgefüge generell, senkrecht b, 10—5—1—0·5—0%
Einmessung *Gottwald.*

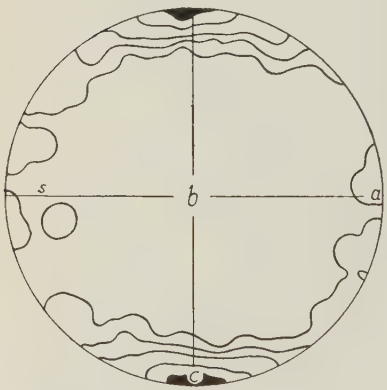


Diagramm D 3: 250 Glimmerpole, Externgefüge generell, senkrecht b, 20—12—4—2—0·4—0%
Einmessung *Gottwald.*

Diagramm D 4: 250 Quarzachsen, Externgefüge generell, senkrecht b, 3—2—1—0·4—0%
Einmessung *Gottwald.*

ist. Auch steht keineswegs fest, daß das Glimmermaximum in c einer Scherung zuzuordnen ist.

Es ist also sowohl eine Regel nach Lamellen als auch nach *Sanders* Maximum I denkbar. Erfahrungsgemäß stehen nun Achsenmaximum I und das Achsminimum der Lamellenregel angenähert

in ac der Eigenregelung einer Scherfläche, wobei Maximum I in a, das Lamellenmaximum annähernd in c der Scherflächeneigenregel liegt. Da nun in unserem Falle zwei Scharen von Scherflächen vorliegen, die etwa senkrecht zueinander stehen, so liegt a von s_1 in c von s_2 und umgekehrt. Damit fallen Maxima I und Lamellenmaxima zusammen. Durch das Vorwalten der einen oder der anderen Regelungsart, als auch Bevorzugung der einen oder anderen Scherfläche innerhalb der beiden Scharen und geringes Variieren des Winkels zwischen s_1 und s_2 wird eine Besetzung der Lagenkugel wie im vorliegenden Falle erklärlich: Innerhalb eines Gürtels eine wechselnde Anzahl von Maxima, auf vier Sektoren, je zwei gegenüberliegend, verteilt, zwischen den Sektoren Minima. Die Maxima wechseln in Lage, Besetzung, Form und Anzahl, wobei hin und wieder für die eine oder andere Regel typische Züge hervortreten (vgl. D 4 und D 5).

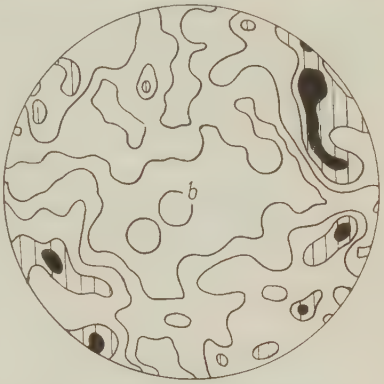


Diagramm D 5: 238 Quarzachsen, Externgefüge generell senkrecht b. 2·9—2·1—1·2—0·4—0%
Einmessung *Gruß*.

Aus einem Vergleich der Quarz- und der einen Gürtel zeigenden Glimmerdiagramme ist eine Symmetriekonstanz der Formung klar ersichtlich.

Externgefüge um die Holoblasten.

Geht man vom generellen Externgefüge auf das im Hofe der Holoblasten über, so erkennt man zunächst, daß die um die Holoblasten herumliegenden Glimmer an dieselben angeschmiegt liegen. Zweifellos ist also ein Einfluß der Holoblasten auf die Glimmer vorhanden. Das bekunden auch die Diagramme, indem die einheitlichen Maxima der gesamten Glimmer innerhalb des Gürtels eine Streuung, die unter anderem bis zur deutlichen Dreiteilung des Maximums geht, erfahren (vgl. D 6, D 7 und D 8).

Im selben Sinne, aber weniger sicher, sind auch die Quarzdiagramme der im Hofe der Holoblasten liegenden Körner deutbar: der Gürtel bleibt weiterhin wahrnehmbar bei gleicher Orientierung, die Maxima in den vier Sektoren sind noch mehr oder weniger erkennbar (vgl. D 9, D 10, D 11), wobei jedoch zu beachten ist, daß in

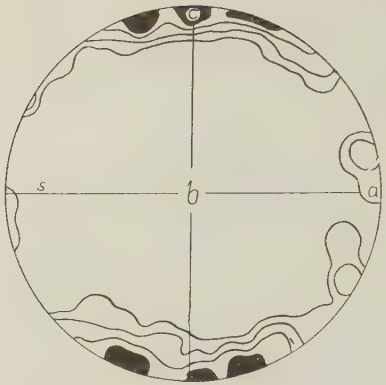


Diagramm D 6.

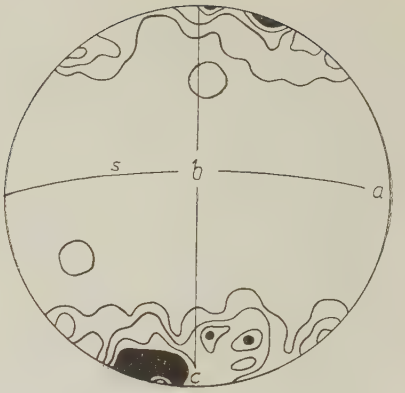


Diagramm D 7.

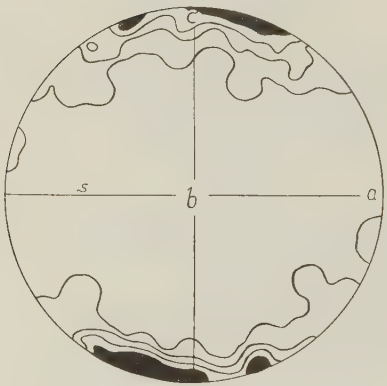


Diagramm D 8.

Diagramm D 9.

Diagramm D 10.

Diagramm D 11.

der unmittelbaren Umgebung der Holoblasten nur wenige Körner erfaßt werden konnten.

Interngefüge.

Betrachtet man die Diagramme des si des Glimmers, so erkennt man, daß diese dem Diagramm der Anschmiegeglimmer im Hofe der Holoblasten näherstehen als dem Diagramm der Glimmer im generellen Externgefüge (vgl. D 12, D 13, und D 14). Man könnte demnach daran denken, daß während des Wachstums der Holoblasten

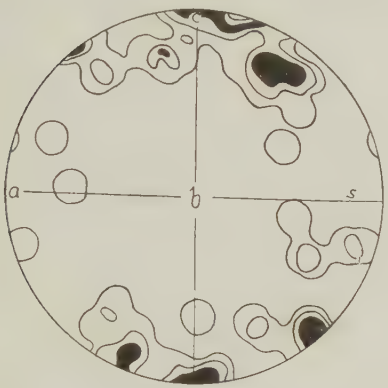


Diagramm D 12: 48 Glimmerpole, Interngefüge, senkrecht b_{si}, 6—4—2—0%
Einmessung *Gruß*.

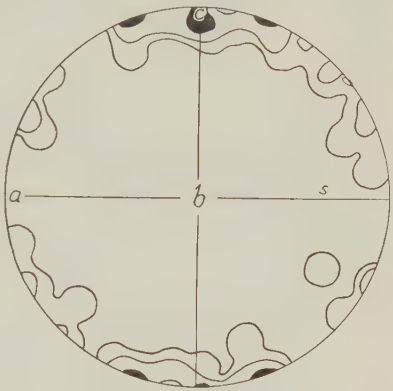


Diagramm D 13: 41 Glimmerpole, Interngefüge, senkrecht b_{si}, 10—5—2—0%
Einmessung *Gottwald*.

bereits eine gewisse Anschmiegung der Glimmer an die damalige Oberfläche des Holoblasten bestanden hat. Später wurden die Glimmer vom weiterwachsenden Holoblasten umschlossen. Das si ist generell gegliederter als das Externgefüge. Auf das si der Quarze über-

Diagramm D 6: 81 Glimmerpole, Externgefüge um Holoblasten, senkrecht b, 10—6—2—1—0%
Einmessung *Gottwald*,

Diagramm D 7: 57 Glimmerpole, Externgefüge um Holoblasten, senkrecht b, 9—7—3—1·7—0%
Einmessung *Gruß*,

Diagramm D 8: 88 Glimmerpole, Externgefüge um Holoblasten, senkrecht b, 8—5—3—1—0%
Einmessung *Gruß*,

Diagramm D 9: 60 Quarzachsen, Externgefüge um Holoblasten, senkrecht b, 8—5—1·6—0%
Einmessung *Gruß*,

Diagramm D 10: 52 Quarzachsen, Externgefüge um Holoblasten, senkrecht b, 6—4—2—0%
Einmessung *Gruß*,

Diagramm D 11: 50 Quarzachsen, Externgefüge um Holoblasten, senkrecht b, 6—4—2—0%
Einmessung *Gruß*,

gehend erkennt man, daß der Gürtel weiterhin wahrnehmbar bleibt und eine wahrnehmbare Übereinstimmung mit dem generellen se besteht, wobei sich auch Details ablesen lassen (vgl. D 15, D 16 und

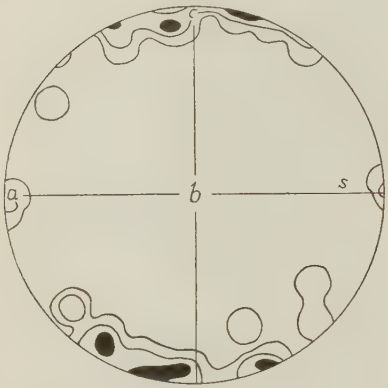


Diagramm D 14: 33 Glimmerpole, Interngefüge, senkrecht b_{s1}
9—6—3—0%
Einmessung *Gottwald.*

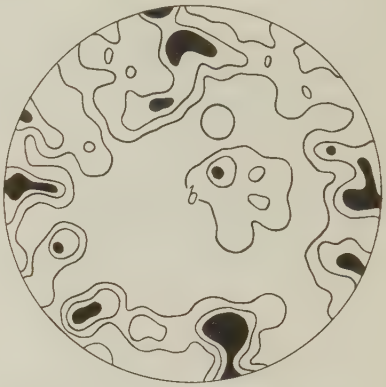


Diagramm D 15: 90 Quarzachsen, Interngefüge, senkrecht b_{s1}
3—2—1—0%
Einmessung *Gruß.*

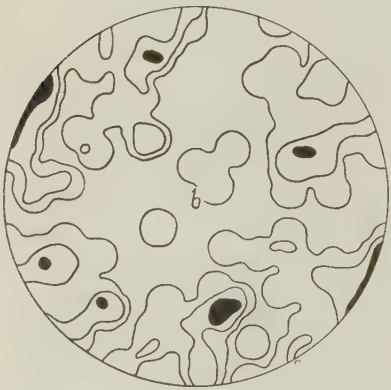


Diagramm D 16: 100 Quarzachsen, Interngefüge, senkrecht b_{s1}
4—2—1—0%
Einmessung *Gruß.*

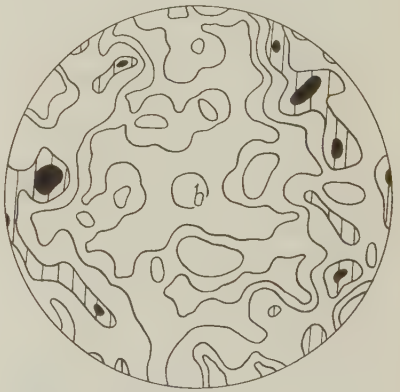


Diagramm D 17: 171 Quarzachsen, Interngefüge, senkrecht b_{s1}
3—2—1—0·6—0%
Einmessung *Gottwald.*

D 17). Dennoch läßt sich nicht entscheiden, ob die si des Quarzes dem se generell oder dem se im Hofe der Holoblasten näherstehen. Deutbare oder auch nur deutliche Unterschiede zwischen si und se der Quarze bestehen nicht.

Gefüge der Holoblasten.

Was die Regel der Holoblasten selbst anbetrifft, so ist zunächst vorauszuschicken, daß sich diese wegen häufigen Fehlens jeglicher Spaltbarkeit in ihrer Lage nicht immer eindeutig fixieren ließen. Immerhin ließ sich jedoch die Bisektrix einmessen. Aus der Besetzung der Lagenkugel durch α, β und γ sowie der Achsenebene der Mikrokline, die etwa senkrecht zu (010) steht, ist weder eine deutliche noch deutbare Regel der Holoblasten ersichtlich. Es läßt sich jedoch feststellen, daß die Holoblasten mit dem längsten Durchmesser ihrer Querschnitte, der aber durch die rein zufällige Lage der Schliffebene in keiner Beziehung zu den kristallographischen und optischen Daten des Kristalls zu stehen braucht, annähernd im s des Gesteins liegen, Hin und wieder finden sich Holoblasten, deren si gegen das se bis um 20°, ausnahmsweise auch bis 60°, verlagert ist. Während der letzten, symmetriekonstanten Überprägung erfuhr also ein Teil der Holoblasten eine Verstellung; diese ist z. B. aus dem Vergleich von D 2 mit D 18 ersichtlich. D 2 zeigt die Koordinaten von se, D 18 die Koordinaten von si, welche nach Rotation um 60° in die von se übergehen.

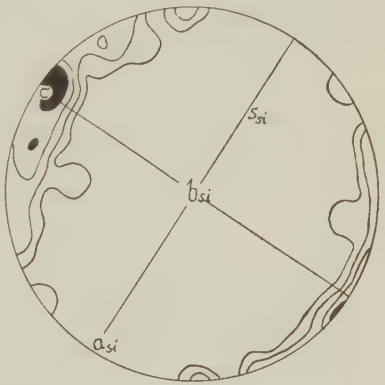


Diagramm D 18: 61 Glimmerpole, Interngefüge, senkrecht b_{s1}, 15—8—3—1·5—0%
Einmessung *Gottwald*.

Zusammenfassend sei also nochmals bemerkt, daß die Holoblastenbildung im wesentlichen das Externgefüge nicht störte und dieses ohne namhafte Änderung in die Holoblasten eingebaut wurde. Anderseits ist eine Auswirkung des starren Holoblasten auf das Gefüge seiner Umgebung wahrnehmbar, darin bestehend, daß sich die Glimmer bereits an die wachsenden Feldspatflächen anschmiegten und in dieser Lage umschlossen wurden. Ein ähnliches Verhalten des Quarzes läßt sich nicht eindeutig nachweisen.

Literatur.

1. *Exner, Chr.*, Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen bei Badgastein. Tscherm. Min. u. petr. Mitt., Bd, 2, Heft 3 (1951), S. 355—374. — 2. *Ladurner, J.*, Das Quarzgefüge der Muglgneise. Verhandlungen d. Geol. Bundesanstalt Wien, 1949, Heft 4—6. — 3. *Sander, B.*, Über einen Fall von Kristallisationsschieferung mit Internregelung. Neues Jahrbuch der Mineralogie, Beilageband LVII, Abt. A, 1928. — 4. *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, Teil II: Die Korngefüge. Wien und Innsbruck, 1950.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Graz.

Bemerkungen zur Schreibung der kristallchemischen Formel der Hornblende.

Von

Haymo Heritsch.

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 1. Dezember 1953.)

Es ist üblich, die allgemeine kristallchemische Formel der monoklinen Hornblenden unter Berücksichtigung der wichtigsten beteiligten Ionen in folgender Form zu schreiben: $^{1}_{\infty}$ (Ca, Na, K)$^{[8]}_{2-3}$(Mg, Al Fe^{+2}, Fe^{+3}, Ti^{+4})$^{[6]}_{5}$ $(OH, F)_2$ $[(Si, Al)_8 O_{22}]$ (vgl. z. B. Lit. 1). Damit soll unter anderem ausgedrückt werden, daß gegenüber dem Tremolit — $^{1}_{\infty}Ca^{[8]}_{2}Mg^{[6]}_{5}(OH, F)_2$ $[Si_8O_{22}]$ — nicht nur die vierzählige Lage (h) (0; 0·28; 0·50) durch Ca usw. besetzt ist, sondern auch eine (im Tremolit unbesetzte) zweizählige Lage A (b) ($^1/_2$; 0; $^1/_2$). Die hier verwendete Bezeichnungsweise ist die des Strukturberichtes (Lit. 2) bzw. der Arbeit von *B. E. Warren* (Lit. 3). Die oben angeführte Schreibweise der Hornblendeformel schließt in sich ein, daß sowohl die vierzählige Lage (h), wie auch die zweizählige Lage (b) in einer 8-Koordination von Sauerstoff stehen. Der Bau eines Tremolitmodelles nach den Koordinaten von *B. E. Warren* (Lit. 3) gab zur Überprüfung der Koordinationsverhältnisse Anlaß.

Strukturbestimmungen an Hornblenden sind bis zur Zeit an Tremolit (*Warren*, Lit. 3) und Krokydolit (*Whittaker*, Lit. 4) ausgeführt worden. In beiden Fällen ist aber die zweizählige Position (b) ($^1/_2$; 0; $^1/_2$) nicht besetzt, so daß noch keine Strukturbestimmung einer Hornblende vorliegt, bei der diese zweizählige Lage besetzt ist, und es überhaupt unbekannt ist, bei welcher chemischen Zusammensetzung diese Punktlage besetzt wird. Darauf hat schon *E. J. W. Whittaker* (Lit. 4) hingewiesen. Die Strukturbestimmung von *Warren* (Lit. 3) an Tremolit basiert auf einer qualitativen Übereinstimmung der Intensitäten. *Warren* selbst hat keine Nachbarschaftstabelle gegeben, ebenso ist eine solche nicht im Strukturbericht (Lit. 2) enthalten. Die meisten Ionen haben ja dieselbe Umgebung wie im Diopsid. An Krokydolith hat *Whittaker* (Lit. 4) die x- und y-Parameter durch Fourrieranalyse ermittelt. Anhaltspunkte für die Koordina-

tion um Punktlage (b) ($^1/_2$; 0; $^1/_2$) sind daher derzeit nur aus Hornblenden zu gewinnen, bei denen diese Position nicht besetzt ist.

Prinzipiell ist die Koordination der zweizähligen Lage (b) ähnlich der Lage des Kaliums in Muskowit, nämlich zwischen zwei Sechserringen der $\frac{1}{\infty}$ $[Si_4O_{11}]$-Bänder, die die Basis ihrer $[SiO_4]$-Tetraeder gegen die zweizählige Lage gewendet haben, ihre Spitzen aber von dieser zweizähligen Lage wegdrehen. Während aber im Muskowit die beiden Sechserringe genau übereinander stehen, sind sie in der Hornblende gegeneinander verschoben.

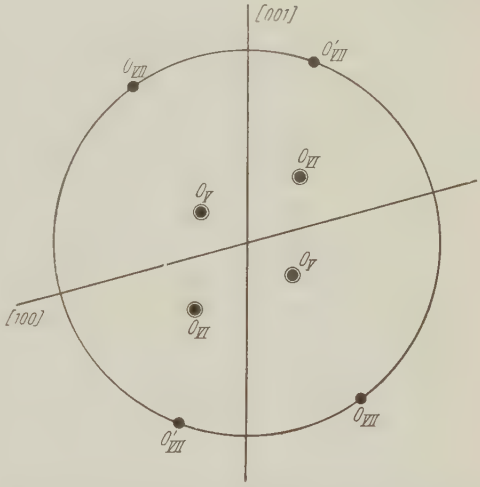


Abb. 1. Stereographische Projektion der Umgebung der Punktlage (b) ($^1/_2$; 0; $^1/_2$) in Tremolit nach den Koordinaten von *B. E. Warren* (Lit. 3).

Warren (Lit. 3, S. 498) gibt die Koordination der zweizähligen Lage (b) für ein kleines Atom, wie Mg, mit 2, für ein großes, wie Na, mit 6 an. Eine Berechnung der Koordination der Lage (b) mit den Koordinaten nach *Warren* führt zur Abb. 1, die eine stereographische Projektion auf (010) darstellt.

Die Distanzen sind in Tab. 1 zusammengestellt.

Tab. 1. *Umgebung der Position ($^1/_2$; 0; $^1/_2$) in Hornblenden, berechnet nach Koordinaten von Warren (Lit. 3) und Whittaker (Lit. 4).*

	Tremolit (*Warren*, 3)	Krokydolith (*Whittaker*, 4)	
O'VII	$3{\cdot}7_8$ Å	$3{\cdot}4_5$ Å	2 x
OVI	$2{\cdot}8_9$ Å	$2\,8_5$ Å	4 x
OV	$2{\cdot}9_7$ Å	$3{\cdot}1_3$ Å	4 x
OVII	$2{\cdot}2_1$ Å	$2{\cdot}8_1$ Å	2 x

Von den zwölf Sauerstoffatomen um (b) sind offenbar zwei (nämlich O'VII mit $3{\cdot}7_8$ Å) zu weit entfernt. Von den übrigen Distanzen sind die beiden zu OVII sehr klein, während die anderen acht Distanzen (mit $2{\cdot}8_9$ Å und $2{\cdot}9_7$ Å) relativ groß sind gegenüber der Entfernung Ca — O, die etwa mit 2·40 Å angenommen werden kann. Doch sind solche Ca — O Entfernungen öfter gefunden worden, vgl.

z. B. an Tilleyit von *J. V. Smith* (Lit. 5). Kalium könnte allerdings wegen der kleinen Entfernung $2{\cdot}2_1$ Å nicht in diese Position eintreten. Nach den *Warren*schen Koordinaten liegt somit für die Position (b) ($^1/_2$; 0; $^1/_2$) eine 10-Koordination vor.

Die Strukturbestimmung von Krokydolith durch *Whittaker* (Lit. 4) ergab gegen die *Warren*sche Tremolitstruktur auch Verschiebungen der Si- und O-Koordinaten in den Bändern, so daß die Koordinationsverhältnisse um (b) etwas geändert werden. Die stereographische Projektion dieser Umgebung findet sich in Abb. 2, die Entfernungen sind in Tab. 1 enthalten.

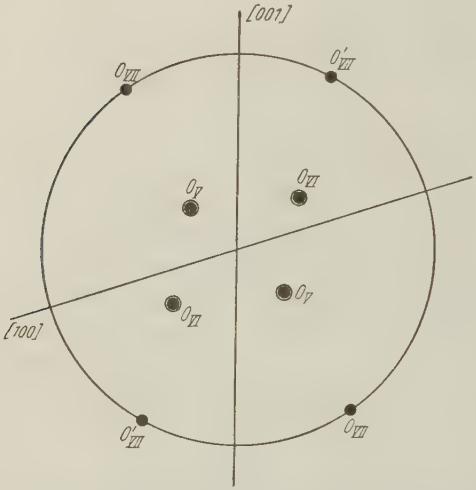


Abb. 2. Stereographische Projektion der Umgebung der Punktlage (b) ($^1/_2$; 0; $^1/_2$) in Krokydolith nach den Koordinaten von *E. J. Whittaker* (Lit. 4).

Gegen die *Warren*sche Struktur sind die Distanzen mehr ausgeglichen. Man kann annehmen, daß auch hier die O'_{VII}-Atome zu weit entfernt sind, um an der Koordination teilzunehmen. Das ergibt dann ebenfalls eine 10-Koordination. Es liegen aber auch die O_V-Atome schon sehr weit weg und nehmen vielleicht nicht mehr an der Koordination teil. Man erhält dann eine 6-Koordination aus ungefähr gleich weit entfernten O-Atomen, und zwar für vier O_{VI} $2{\cdot}8_5$ Å und für zwei O_{VII}-Atome $28{\cdot}_1$ Å. *Whittaker* (Lit. 4, S. 316) hat ebenfalls die kürzeste Entfernung mit 2·8 Å angegeben. Diese sechs Atome bilden ungefähr eine oktaedrische Koordination. Die Lücke in (b) ($^1/_2$; 0; $^1/_2$) ist nun verhältnismäßig groß für eine Erfüllung durch Ca oder Na. Es hat auch ohne weiteres K Platz, das ja in vielen Hornblendeanalysen erscheint (vgl. z. B. *Warren*, Lit. 3, S. 493 ff.) und von *Warren* auch in diese Position gerechnet wird. Auch ein H_2O-Molekül könnte in dieser Lücke Platz finden, wie von *Whittaker* (Lit. 4) erwähnt wird. Es ist vielleicht von Interesse, an dieser Stelle darauf hinzuweisen, daß auch im Margarit nach den Daten von *Ch. Mauguin* (Lit. 6) die Entfernung des Ca in der Zwölferkoordination von Sauerstoff sehr groß ist, nämlich ungefähr 2·9 bis 3·0 Å (berechnet unter der Annahme, daß die Doppel-

schicht $^{1}_{\infty}Al^{[6]}_{2}(OH, F)_2$ $[Si_2 Al_2 O_{10}]$ dieselbe Höhe hat wie in Muskowit).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß allgemein in den Hornblenden um die Position (b) ($^1/_2$; 0; $^1/_2$) nach den *Warren*schen Koordinaten eine unregelmäßige 10-Koordination angenommen werden kann, daß anderseits nach den Koordinaten von *Whittaker* eine 6- oder auch 10-Koordination möglich ist, wenn man den Analogieschluß zuläßt, daß die Veränderungen in den Koordinaten beim Übergang vom Tremolit bzw. Krokydolith zu einer Hornblende mit besetzter Position (b) nicht allzu groß sind. Eine Entscheidung kann natürlich nur durch eine Strukturbestimmung an entsprechend zusammengesetzten Hornblenden erfolgen. Es wird daher der Vorschlag gemacht, die kristallchemische Formel der Hornblende vorläufig so zu schreiben: $^{1}_{\infty}(Ca, Na)^{[8]}_{2}(Ca, Na, K)_{0-1}$ $(Mg, Al, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Ti^{+4})^{[6]}_{5}(OH, F)_2$ $[(Si, Al)_8 O_{22}]$. An Hand von Hornblenden, deren Analysen bereits vorliegen, soll dieses Problem in nächster Zeit behandelt werden.

Zusatz bei der Korrektur: Die bis jetzt vorliegenden Ergebnisse der Untersuchungen an einer Hornblende mit $(Ca, Na, K)_{2\cdot7}$ weisen darauf hin, daß die gegenüber Tremolit zusätzlich besetzte Position nicht (b) ($^1/_2$; 0; $^1/_2$) ist, sondern daß $(Ca, Na, K)_{0\cdot7}$ statistisch über eine vierzählige Lage mit den Koordinaten ($^1/_2$; y; $^1/_2$), y etwa 0·035, verteilt ist. In der Koordination dieser Position ist der notwendige Platz vorhanden.

Literatur.

1. *Machatschki, F.*, Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. Springer, Wien (1953). — 2. *Hermann, C., O. Lohrmann* und *H. Philipp*, Strukturbericht, *II*, Akad. Verl Ges., Leipzig (1937), 131 und 535. — 3. *Warren, B. E.*, Zs. Krist. *72* (1929), 42 und 493. — 4. *Whittaker, E. J. W.*, Acta Cryst. 2 (1949), 312. — 5. *Smith, J. V.*, Acta Cryst. *6* (1953), 9. — 6. *Mauguin, Ch.*, Referat in Strukturbericht, *I*, Akad. Verl. Ges., Leipzig (1931), 414.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Graz.

Die Raumgruppe von Wardit.

Von

Haymo Heritsch.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 7. Dezember 1954.)

Inhalt: An Warditkristallen von einem neuen Fundort (Nordseite des Millstätter Sees, Kärnten) wird die Raumgruppe mit $D_4^4 - P4_12_12$ bzw. $D_4^8 - P4_32_12$ bestimmt. Die Gitterkonstanten von Wardit dieses Fundpunktes sind: $a_0 = 7{\cdot}13 \pm \pm 0{\cdot}03$ Å; $c_0 = 19{\cdot}25 \pm 0{\cdot}07$ Å. Angaben über die äußere Kristallgestalt werden gemacht.

Zur Überprüfung der Angaben über die Raumgruppe von *Wardit* $NaAl_3[PO_4]_2(OH)_4 . 2H_2O$, *C. S. Hurlbut* (1952), stand mir Material von einem neuen Fundpunkt aus einem Pegmatit von der Nordseite des Millstätter Sees, Kärnten, zur Verfügung. Das Material wurde von Herrn Dr. *W. Fritsch,* der in diesem Raum geologische Kartierungen durchführte, gefunden und zur Identifizierung in das hiesige Institut gebracht. Die geringe Menge der Warditkristalle legte von vornherein eine weitgehende Verwendung röntgenographischer Methoden nahe. Dabei ergaben sich gewisse Schwierigkeiten gegenüber der Literatur, was wieder zu einer genaueren Durcharbeitung der röntgenographisch feststellbaren kristallographischen Eigenschaften führte.

Auf die Paragenese selbst und auf den näheren geologischen Rahmen des Fundpunktes wird in einer weiteren Arbeit noch zurückgekommen werden.

In der Literatur sind meines Wissens folgende Angaben über Kristallklasse und Raumgruppe von Wardit zu finden: *E. S. Larsen* (1942), tetragonal pyramidal, $C_4^2 - P4_1$ oder $C_4^4 - P4_3$; in *Danas* System of Mineralogy (1951) finden sich dieselben Angaben, wobei der Klassenbezeichnung ein Fragezeichen beigefügt ist; *C. S. Hurlbut* (1952) übernimmt die Angaben von *E. S. Larsen* (1942) mit tetragonal-pyramidal — $P4_1$. Die, von *J. D. Donay,* Crystal Data (1954) gemachte Vermutung mit $P4_12_1$ oder $P4_32_1$ mit dem Zusatz: „Space group cannot be $P4_1$ or $P4_3$ . . ." (S. 380) wird durch die von mir gemachten Untersuchungen bestätigt.

Zur Feststellung der Röntgenkristallographie von Wardit verwendete ich Laue-, Drehkristall- und Weißenbergaufnahmen.

Laueaufnahme // Z.

Die in Abb. 1 wiedergegebene Laueaufnahme zeigt die Lauesymmetrie D_{4h}—4/m m m. Neben der Laueaufnahme ist die Stellung des Kristalles angegeben, woraus auch eine Bestätigung der schon

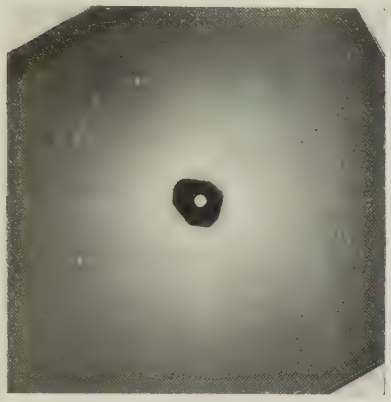


Abb. 1a.

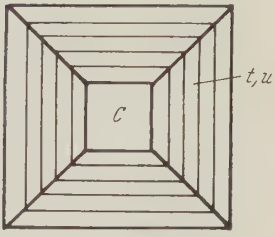


Abb. 1b.

Abb. 1. Die beiden Teilabbildungen gehören in der Weise zusammen, daß Abb. 1a die Laueaufnahme von Wardit // Z zeigt und Abb. 1b die dazugehörige Stellung des aufgenommenen Kristalles. Teilabbildung 1a weist die Lauesymmetrie D_{4h}-4/mmm für Wardit nach. Der Querschatten stammt vom Primärstrahlfänger. Die senkrechte bzw. waagrechte Zone enthält Reflexe der Indexform (hol) bzw. (okl).

bekannten Orientierung des Kristalles zum röntgenographisch gewählten Koordinatensystem folgt. Nebenbei sei noch bemerkt, daß der Kristall für die Aufnahme auf einem Glasblättchen montiert war. Die Indizierung der Lauepunkte ergibt, allerdings wegen der Größe der Gitterkonstanten ohne Rücksicht auf die Ordnungen, folgendes: (301) m, (502) s, (201) sst, (503) m, (302) m, (403) m, (605) m, (101) st, (708) s, (506) s, (304) m; (221) s, (111) st, (334) s, (223) m; (211) st; (322) st, (312) s; (413) s, (423) sst; (534) ss, (524) s; (645) ss; (979) ss, (323) st, (535) s, (212) st, (525) ss, (313) sst, (616) ss; (435) ss, (425) m; (324) st. Die in Abb. 1 a senkrecht bzw. waagrecht verlaufenden Zonen enthalten Reflexe der Indexform (hol) bzw. (ohl).

Weissenbergaufnahmen, Drehachse [001] und Drehkristallaufnahme, Drehachse [001].

Die Weissenberg-Äquatoraufnahme sowie auch die Equiinklinationaufnahmen der ersten und dritten Schichtlinie haben die Sym-

Tab. 1. *Geschätzte Intensität aus Weissenberg- und Drehkristallaufnahmen, Drehachse [001], von Wardit.*

hk	l=0 W.	l=1 W.	l=2 D.	l=3 W.	l=4 D.	l=5 D.	l=6 D.	l=7 D.	l=8 D.
10	—	mst	mst	sst	mst	—	s	sst	sst
11	sst	st		st	s	sst	sst	st	s
20	m	sst	—	sst	mst	sst	s	sst	ss
21	m	sst	sst	st	mst	—	—	sst	st
22	m	s	—	st	—	m	sst	s	—
30	—	m	s	—	sst	st	s	m	sst
31	—	s	m	st	mst	sst	ss	s	s
32	m	s	st	mst	s	ss	st	m	s
40	sst	st	ss	s	st	m	ss	ss	sst
41	—	m	ss	m	ss	m	s	ss	sst
33	st	st	—	m—s	m	ss	—	—	ss
42	s	m	mst	st	m	sst	st	sst	s
50	—	m	st	m	s	m	ss	st	sst
43	s	s		s					
51	st	s	—	s	ss	s	m	s	s
52	s	s	sst	m—s	m	s	s	—	s
44	sst	st	—	s	s	—	s	s	m
53	—	s	—	ss	mst	st	m	—	—
60	—	—	—	m	mst	mst	—	m	m
61	s	—	mst	m—s	ss	s	m	m	—
62	s	m	st	m—s	—	ss	ss	—	—
54	—	s	s	m	s	ss	—	ms	s
63	m	s	m	s	—	ss	ss	—	—
70	—	—	ss	s	—	—	—	sss	st
71	m	m—s	ss	—	st	s	m	sss	m
55	—	s		—					
64	s	s	ss	s	st	st	m	m	m
72	s	—	ss	s	—	ss	s	s	m
73	mst	ms	ss	s	s	ss	—	—	
65	—	ss	mst	s	—	—	m	—	
80	st	m	—	s	—	ss	ss	st	
81	ss	s	m	m	s	ss	ss	s	
74	s	—		ss					
82	s	s	st	m	ss		—		
66	—	m	s	s	—		—		
83	st	s	s	mst	mst		st		

metrie C_{4l} nach *M. J. Buerger* (1942) entsprechend der Lauesymmetrie D_{4h}. Außerdem sind der Äquator und die erste Schichtlinie gleich, so daß ein primitives tetragonales Gitter vorliegt. Die Intensitäten der Weissenberg- und Drehkristallaufnahmen sind in folgender Tab. 1 zusammengestellt. Die Schätzungen der Intensitäten sind teilweise den Weissenbergaufnahmen (bezeichnet mit W.) und teilweise der Drehkristallaufnahme (bezeichnet mit D.) entnommen.

Tabelle 2.

		Wardit, vom Millstätter See gemessene Winkel		Wardit, berechnete Winkel nach E. S. Larsen (1942) und C. S. Hurlbut (1952)	
		φ	φ	φ	φ
c	001	–	0°00′	—	0°00′
m	110	45°00′	90°00′	45°00′	90°00′
u	011	0°00′	69°18′ – 69°36′	0°00′	69°33′
t	012	0°00′	52°59′ – 54°28′	0°00′	53°17′
v	025	0°00′	46°30′ – 48°25′	0°00′	47°01′

Die Weissenbergaufnahme, Drehachse [100], liefert, neben der Kontrolle für einige Reflexe, die Ordnungen von (001) mit: (004) sst, (008) st, (0.0.12) st, (0.0.16) m und (0.0.20) sst.

Mithin sind die von *E. S. Larsen* (1942) bestimmten Auslöschungsregeln bestätigt. Das Diffraktionssymbol im Sinne von *M. J. Buerger* (1942) bzw. im Sinne der *International Tables* (1952) ist aber 4/ mmm $P4_12_1$., woraus sich eindeutig bestimmt die beiden enantiomorphen Raumgruppen $P4_12_12 - D_4^4$ und $P4_32_12 - D_4^8$ ergeben. Die Angaben über Wardit in den *Crystal Data* (1954) sind somit so zu verändern, daß Wardit auf S. 40 unter C_4^2 und C_4^4 zu streichen und auf S. 46 unter D_4^4 und D_4^8 einzufügen ist. Im Index auf S. 717 ist zu setzen D_4^4 oder D_4^8.

Gitterkonstanten von Wardit. Bei der Indizierung von Drehkristall- und Weissenbergaufnahmen fiel auf, daß gegenüber den von *E. S. Larsen* (1942) gegebenen Werten kleine Unterschiede auftreten. Und zwar ergibt sich als Mittel für Wardit vom Millstätter See aus Drehkristall und Weissenbergaufnahmen, wobei die Weissenbergaufnahme mit Steinsalz geeicht wurde: $a_0 = 7{\cdot}13 \pm 0{\cdot}03$ Å und $c_0 = 19{\cdot}25 \pm 0{\cdot}07$ Å, woraus $c_0/a_0 = 2{\cdot}70$ folgt. Eine größere Genauigkeit ist mit den mir zur Verfügung stehenden Mitteln nicht zu erreichen. Im Vergleich dazu fand *E. S. Larsen* $a_0 = 7{\cdot}04 \pm 0{\cdot}02$ Å und $c_0 = 18{\cdot}88 \pm 0{\cdot}02$ Å; $c/a = 2{\cdot}682$ für Wardit von Fairfield, Utah.

Morphologie der Warditkristalle vom Millstätter See, Kärnten. Die oktaederähnlichen Kristalle haben im allgemeinen eine Größe von wenigen Zehntel Millimetern, nur ein größerer Kristall mit etwa 3 mm Durchmesser konnte von Herrn Dr. *W. Fritsch* gefunden werden. Die Kristallausbildung ist ganz entsprechend den Kristallen von *Beryl Mountain, New Hampshire,* die *C. S. Hurlbut* (1952) beschrieben hat. Es kann also hier auf eine Zeichnung der Kristalle vom Millstätter See verzichtet werden. Die auftretenden Flächen sind in der Tab. 2 mit den Angaben von *C. S. Hurlbut* (1952) in Vergleich gesetzt.

Das Basispinakoid c und das tetragonale Prisma m sind verhältnismäßig gut ausgebildet, geben gute Reflexe und wurden zur Einstellung für die Vermessung der Kristalle benützt. Die tetragonalen Dipyramiden u und t sind, wie auch von anderen Fundpunkten bekannt, parallel zur Verschneidung mit der Basis gestreift und geben nur schlechte Signale mit Signalverdoppelungen und Signalstreifen. Eine zusätzliche tetragonale Dipyramide war nur an einem Kristall in einer schmalen Fläche, allerdings zweimal, feststellbar. Die zugehörigen Winkelwerte sind sehr ungenau, wie auch an t (012). Der nächstliegende rationale Index ist (025). Die Fläche kann aber keineswegs als gesichert gelten. Das tetragonale Prisma a konnte bis jetzt an Warditkristallen vom Millstätter See nicht gefunden werden. Auf die Berechnung eines Achsenverhältnisses aus den morphologischen Daten ist aus denselben Gründen, die schon *C. S. Hurlbut* (1952) vorbrachte, verzichtet worden.

Außerdem sei noch bemerkt, daß man mit Weissenberg-Äquatoraufnahmen sehr gut eine Indizierung einer Kristallfläche vornehmen kann, wenn der aufgenommene Kristall in der Zone parallel zur Drehachse gut spiegelnde Kristallflächen hat. Es sei dies am Beispiel des Wardites erläutert. Zuerst wird eine normale Weissenberg-Äquatoraufnahme mit Drehachse [100] hergestellt. Dann wird bei derselben Einstellung der Kamera und bei behaltener Schichtlinienblende das Röntgenlicht durch sichtbares Licht ersetzt und ein Film ohne Abdeckung durch schwarzes Papier verwendet. Bei neuerlicher Aufnahme zeichnen die optisch reflektierenden Kristallflächen „Schräglinien" auf den Film. Durch Übereinanderlegen der Weissenberg-Äquatoraufnahme und der im sichtbaren Licht erzeugten Aufnahme, kann festgestellt werden, durch welchen Reflex die im sichtbaren Licht erzeugte „Schräglinie" hindurchgeht und somit indiziert werden. Dabei muß natürlich von der Ordnung des Reflexes abgesehen werden. Diese Methode kann angewendet werden, um die Morphologie eines Kristalles in Zusammenhang mit den Röntgendaten zu bringen. Im vorliegenden Fall konnte die ent-

stehende „Schräglinie" eindeutig mit (012) indiziert werden. Die anderen Flächen der Zone, nämlich (001) und (011) waren zu klein, um optisch erzeugte „Schräglinien" zu liefern.

Zusammenfassung.

An Warditkristallen von einem neuen Fundpunkt (Nordseite des Millstätter Sees, Kärnten) konnte die Raumgruppe mit $D_4^4 - P4_12_12$ bzw. $D_4^8 - P4_32_12$ bestimmt werden. Als Gitterkonstante ergeben sich Werte, die etwas größer sind als die von *E. S. Larsen* (1942) an Material von *Beryl Mountain, New Hampshire* bestimmten. Auf eine Analyse des Materiales mußte wegen der geringen Menge des Materiales verzichtet werden.

Literatur.

Buerger, M. J. (1942), X-ray Crystallography. John Wiley, New York. — *Danas* System of Mineralogy (1951), 7. Auflage, herausgegeben von *C. Palache, H. Berman* und *C. Frondel*, Vol. II, John Wiley, New York, S. 940. — *Donnay, J. D. H.*, und *W. Nowacki* (1954), Crystal Data. Geol. Soc. Am. Mem. 60. — *Hurlbut, C. S.* (1952), Amer. Min. *37*, 849. — *International Tables for X-ray Crystallography* (1952), Vol. I, Kynoch Press, Birmingham. — *Larsen, E. S.* (1942), Amer. Min. *27*, 292.

Aus dem mineralogischen Institut der Universität Wien.

Das Bor in den finnischen Pegmatiten.

Von

A. Volborth, Helsinki (z. Z Wien).

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 15. Dezember 1954.)

Bei der Untersuchung der Verbreitung des Turmalins in den finnischen Pegmatitgebieten von Eräjärvi, Kemiö und Pohjanmaa (Alavus, Kuortane, Seinäjoki, Kauhava, Lapua) erkennt man bestimmte Gesetzmäßigkeiten, die für die Kenntnis der Verteilung des Bors im finnischen Grundgebirge von Interesse sind. Für die meisten Pegmatite, wie z. B. Eräjärvi (*Volborth,* 1954, 1955), Tammela (*Mäkinen,* 1912), Kuortane (*Volborth,* 1951), Kauhava, Veteli u. a., ist der Reichtum an Turmalin charakteristisch. In vielen Pegmatiten dieser Gegenden ist die Turmalinmenge so groß, daß man sich schwer eine primäre Anreicherung aus dem Magma denken kann. Man trifft z. B. in Veteli Pegmatite, die teilweise aus kompaktem Turmalin bestehen, so daß das Volk sogar versucht hat, diese „Finnische Steinkohle" zu verwerten (*Laitakari,* 1942, S. 64). Der Turmalin ist an Pegmatitkontakten, sowohl im Pegmatit selbst als auch im Nebengestein, oft dermaßen angereichert, daß man für das Bor eine zusätzliche Quelle neben dem Pegmatitmagma vermuten muß.

Im Gegensatz dazu fällt bei den meisten Kemiö-Pegmatiten ein ausgesprochener Mangel an Bor besonders auf. *Eskola* (1914, S. 37) erwähnt, daß der in der Leptitzone von Kisko-Kemiö in den Pegmatiten häufig vorkommende Turmalin, in den westlichen Gebieten der Insel Kemiö nur gelegentlich anzutreffen ist. *Pehrman* (1945, S. 62) berichtet über die Seltenheit des Turmalins in Pegmatiten, die im Diorit- und Gabbromassiv von Lemnästräsk liegen. Im Sommer 1952 habe ich die Pegmatite im Kemiö-Gebiet unter spezieller Berücksichtigung der Turmalinvorkommen untersucht (*Volborth,* 1952). Dabei zeigte es sich, daß der Turmalin in den Pegmatiten, die die Leptite und Leptitgneise durchdringen, häufig, in den Pegmatiten aber, die im Diorit oder Gabbro liegen, außerordentlich selten ist. Hierzu wäre zu erwähnen: Zwischen dem Diorit- und Gabbromassiv von Lemnästräk, in dem die größten Pegmatite liegen, und dem Mikroklingranit von Perniö, dem vermutlich die Pegmatite entstammen,

liegt eine 400 bis 700 m mächtige, geschieferte Zone von Quarzdiorit und Oligoklasgranit. Südlich vom Lemnästräskmassiv liegen Leptite, Amphibolite und Leptitgneise, in denen einige Dioritlinsen ein-

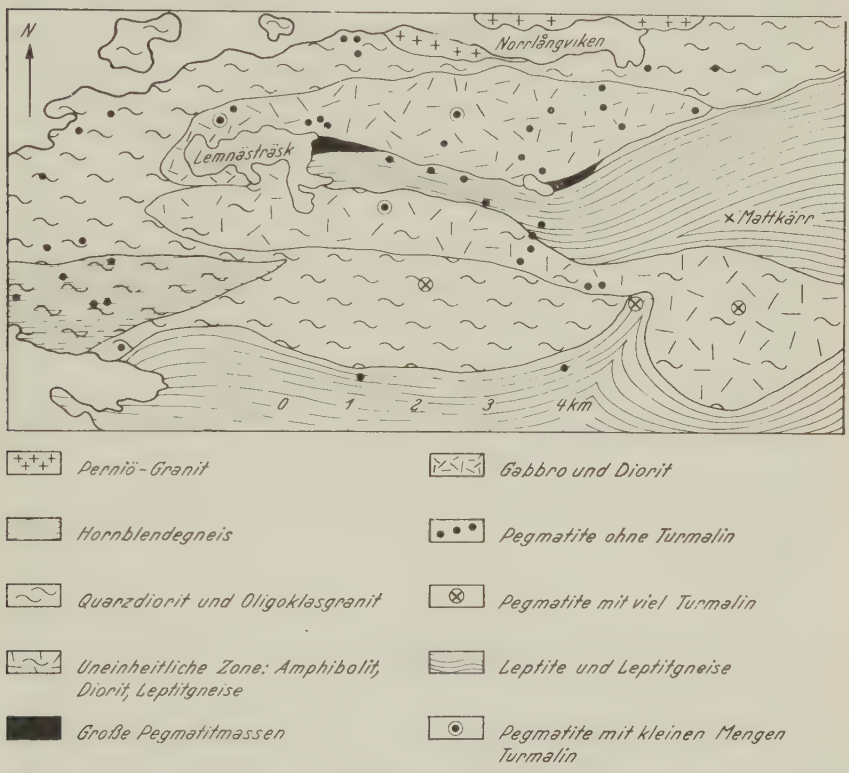


Abb. 1. Das Pegmatitgebiet von Kemiö (unter Mitbenützung der Karten von Eskola und Pehrman).

geschlossen sind. In dieser Zone kommen die turmalinreichen Pegmatite vor (siehe die Karte Abb. 1). Wenn man den Pegmatitlösungen vom Perniö-Granit aus durch die geschieferte Granodioritzone und das Gabbromassiv bis in die Leptite folgt, fällt die plötzliche Anreicherung an Bor in der Leptit- und Schieferzone auf. Diese Beobachtungen wurden von mir schon 1952 kurz diskutiert (siehe *Väyrynen*, 1954, S. 110).

Bevor ich versuchen werde, die Frage nach der Herkunft des Bors in den Pegmatiten zu klären, muß ich noch die in Finnland herrschende Auffassung über die Entstehung des in den Kemiö-Pegmatiten so häufigen Gigantoliths ergänzen.

Pehrmann (1945), S. 66—67) stützt sich in seiner Beschreibung der Minerale der Kemiö-Pegmatite auf *Mäkinen* (1912) und hält es für bewiesen, daß der Gigantolith eine Pseudomorphose nach Turmalin ist und bedauert, daß man in der mineralogischen Literatur noch immer den Gigantolith für eine Cordieritpseudomorphose hält. Im Gammelmorskärr-Pegmatit (Kemiö) habe ich aber bläulichen Cordierit im Inneren einiger Gigantolithindividuen gefunden. Im Fröjdböle-Pegmatit ist von mir ein „Gigantolithkristall" mit einer, die Prismenzone abschließenden Basisfläche gefunden worden, welche bei den Turmalinen in finnischen Pegmatiten erfahrungsgemäß nicht anzutreffen ist. Außerdem waren bei diesem Kristall die Flächen der Prismenzone nicht gestreift, ein bei Turmalin äußerst seltenes Phänomen. Ferner muß man beachten, daß der Turmalin sehr widerstandsfähig gegen Verwitterung und im Pegmatit stabil, der Cordierit dagegen instabil ist. Chemisch läßt sich leider der Beweis der Entstehung des Gigantoliths nicht durchführen, da der Turmalin und der Cordierit in ihrer Zusammensetzung sehr ähnlich sind. Das Bor läßt sich in einem feinschuppigen Glimmergemenge, wie es der Gigantolith darstellt, in Pegmatiten immer nachweisen. Ob wir ein Chlorit-Muskovit-Gemenge oder ein einheitliches Umwandlungsprodukt haben, spielt hier kaum eine Rolle. Wir können daraus noch nicht auf das Ausgangsmineral schließen. *Mäkinen* (1912, S. 51) erwähnt auch einen Gigantolith mit Cordieritresten aus dem Pegmatit von Skogsböle (Tenala). Schon im Jahre 1784 hat *Wichmann* (1874, S. 687) dieselbe Beobachtung gemacht. Aus dem Vorhergesagten ersehen wir, daß der Borgehalt der Kemiö-Pegmatite nicht auf Grund ihrer Gigantolithmengen geschätzt werden darf. Die Frage nach der Herkunft des Gigantoliths bedarf noch einer näheren Untersuchung. Wahrscheinlich aber ist der sogenannte Gigantolith in den meisten Fällen als Pseudomorphose nach Cordierit entstanden; in einigen speziellen Fällen, wie in Tammela-Pegmatiten und möglicherweise in Kemiö, dürfte der Gigantolith nach Turmalin entstanden sein.

Aus der Geochemie des Bors wissen wir, daß dieses Element sich in den Residuallösungen des Magma anreichern soll; besonders borreich sind die Pegmatite. Nach *Goldschmidt* und *Peters* (1932) ist dieses Element hier, in bezug auf Peridotite, 100fach angereichert. *Sahama* (1945, S. 54—55) hat in den ultrabasischen Gesteinen Lapplands 0·01% B_2O_3 gefunden und weist besonders auf die Borarmut der Granite und Granulite des südlichen Finnisch-Lappland hin. *Landergren* (1945, S. 24) hat festgestellt, daß der Borgehalt regional in den Graniten schwankt, und deutet darauf hin, daß die älteren Granite Schwedens den kleinsten Borgehalt aufweisen, die Granite aber die als palingen betrachtet werden, einen etwas größeren Borgehalt zeigen. Er unterstreicht die ungleichmäßige Verteilung des Bors in den Granitmassiven, worauf schon *Sahama* (l. c.) in seiner Lappland-Arbeit aufmerksam macht.

Im geochemischen Zyklus reichert sich das Element im Meerwasser an. Infolgedessen enthalten die marinen Sedimente durchschnittlich 0·03% Bor, die Magmagesteine dagegen nur 0·0003% Bor (*Goldschmidt* und *Peters*, 1937, S. 23). Geochemisch ist der Turmalin das wichtigste Bormineral. Die Entstehung von Turmalin in den

Pegmatiten ist nur von dem vorhandenen Bor abhängig, Mg, Fe und Ca sind immer ausreichend vorhanden, wenn nicht im Pegmatit, so im Nebengestein.

Um die großen Schwankungen des Borgehaltes der finnischen Pegmatite zu erklären, betrachten wir deren Nebengesteine vom geochemischen Standpunkt aus.

Die Glimmerschiefer nördlich von Tampere, in denen die Eräjärvi-Pegmatite liegen, sind ausgesprochen reich an Bor (*Simonen*, 1953, S. 35). In Dünnschliffen zeigen sie außergewöhnlich große Turmalinmengen und der Borgehalt liegt zwischen 0·03 und 0·1%; bisweilen steigt er bis zu 1% Bor an (Analyse *Oiva Joensuu; Simonen* und *Kouvo*, 1951, S. 102—103).

Die Vermutung, daß das überschüssige Bor aus den Pegmatitlösungen in die Schiefer eingedrungen sei, scheint schon dadurch kaum möglich zu sein, da die dazu erforderlichen Bormengen in den Pegmatitlösungen die ganze vorhandene Pegmatitmasse übertreffen würden. Dagegen haben die Pegmatite das Bor mobil gemacht und besonders in ihrer Nähe in Form von Turmalin angereichert.

Die Biotitplagioklasgneise und Biotitglimmerschiefer im Pegmatitgebiet von Süd-Pohjanmaa sind nach *Mäkinen* (1916, S. 26—27), *Saksela* (1933, S. 19—20) und *Laitakari* (1942, S. 24—25) größtenteils marinen Ursprungs. Auch diese Gesteine enthalten viel Turmalin. Spektrographisch sind sie nicht auf Borgehalt untersucht.

Die Leptite und Leptitgneise in Kemiö sind so feinkörnig, daß der Turmalin bei der mikroskopischen Untersuchung wohl meistens unbemerkt geblieben ist. Nach *Tuominen* und *Mikkola* (1950, S. 73) sowie nach *Eskola* (1950, S. 93—94) sind die meisten Schiefer im Leptitgebiet ehemalige marine Sedimente, einige von diesen sind vulkanogenen Ursprungs. Stellenweise kommen in diesen Leptiten Turmalinanhäufungen vor (mündliche Information von *Heikki Tuominen*, 1952). Aus dem oben Gesagten, aus der allgemeinen Kenntnis über die Anreicherung des Bors in den Hydrolysaten und aus dem Borreichtum der vulkanischen Exhalationen können wir schließen, daß diese Leptite ebenfalls borreich sein müssen. Leider sind auch hier noch keine Borbestimmungen gemacht worden.

Wenn wir die Restlösungen betrachten ,die oft lange Wege durch die borreichen Gesteine zurückzulegen hatten, können wir uns vorstellen, daß das hochmobile Bor mitgerissen und in die Druckminima mittransportiert wurde. Dadurch kann es in diesem Stadium zu einer enormen Boranreicherung kommen. Die Lösungen, die nicht durch die borreichen Gesteine durchgedrungen sind oder in der unmittelbaren Nähe vom Kontakt abgeschieden wurden, er-

zeugten turmalinarme Pegmatite, in denen das Bor im normalen Verhältnis auftritt.

Nachdem dieses Referat schon fertig zum Druck vorlag, hat mich Prof. Dr. *H. Haberlandt* liebenswürdigerweise auf das Referat von *Scholz* (1950) aufmerksam gemacht, das sich mit demselben Problem befaßt.

Scholz stellt fest, daß der Phosphor in Pegmatiten, die im Granit selbst auftreten und nicht in das Nebengestein eingedrungen sind, sehr spärlich vorkommt (Drusenpegmatite des Striegauer Granits) und betont, daß die Phosphatpegmatite „nur in kristallinen Schiefern aufsetzen" (op. cit. S. 58). Die Phosphorsäure sedimentogener Schiefer stammt zum größten Teil aus den organischen Überresten. Der Viitaniemi-Pegmatit (*Volborth,* 1954), der ein ausgesprochener Phosphatpegmatit ist (*Volborth,* 1955), entspricht auch in seiner geologischen Lage den von *Scholz* als typisch erwähnten Phosphatpegmatiten. Sogar das Vorhandensein von Graphit in diesem Pegmatit unterstützt die Ansicht *Scholzs* über die organogene Abstammung des Phosphors. In den hier vorliegenden Biotitglimmerschiefern findet man die ältesten Fossilienreste, (die „Kohlensäcke" Corycium enigmaticum), die schon von *Sederholm* (1897, S. 90—92) beschrieben und von *Rankama* (1948, S. 389; 1954, S. 203) auf Grund des $^{12}C/^{13}C$-Verhältnisses als organogen bewiesen wurden. Demnach können wir vermuten, daß auch ein Teil des Phosphors in Viitaniemi organogenen Ursprungs ist.

Auch Bor ist nach *Scholz* nicht als primärer Bestandteil der pegmatitischen Lösungen zu betrachten. Er hat auch folgendes beobachtet:

„In Pegmatiten, die in ihrer zugehörigen Eruptivmasse steckengeblieben sind, ist jedenfalls Bor (als Turmalin) höchst spärlich oder gar nicht vertreten" und geht sogar so weit, daß er sagt: „Wenn jedoch da und dort Turmalin in geringen Mengen auftritt, so kann das nicht als Beweis für die Herkunft aus Restmagmen aufgefaßt werden, da ja wohl so ziemlich alle Granite, die uns an der Oberfläche zugänglich sind, schon mehr oder weniger Fremdmaterial aufgenommen haben und so also im weiteren Sinne als Migmatite zu betrachten sind." Er fährt fort: „Bor galt immer schon als typisches Exhalationsprodukt vulkanischer Magmen. Das ist aber nur schlecht begründet." Hier bringt er als Beispiele den Vesuv, wo die Borsäure eine Seltenheit ist und den Vulcano, wo 1810 bis 1890 Borsäure technisch gewonnen wurde. Laut seines Zitates soll später (er stützt sich auf die Angaben von *Bergeat* im Jahre 1899) von Borsäureabsätzen nichts mehr beobachtet worden sein.

Da die Borsäure als eine der häufigsten Bestandteile der vulkanischen Exhalationen bekannt ist, kann man wohl noch schwerlich behaupten, sie gehöre nicht zu den typischen vulkanogenen Produkten.

Als ich im Oktober 1954 die Insel Vulcano besuchte, fand ich dort Boranlagen einer Gesellschaft. Es werden also noch heute Versuche gemacht, die komprimierten Wasserdämpfe und ihre Nebenbestandteile auszunützen. Die Fumarolentätigkeit in Vulcano hat seit 1890 sehr nachgelassen und da der Borsäuregehalt der Fuma-

rolen bekanntlich gering ist (in Larderello ist z. B. der Borsäuregehalt der Wasserdämpfe nur 0·035% — siehe *Mazzoni*, 1948, S. 29), ist es verständlich, daß seitdem keine Borsäureabsätze beobachtet worden sind.

Nach *Scholz* hat sich die Borsäure durch Zersetzung borhaltiger Minerale durch die Fumarolengase in diesen angereichert. Wir wissen, daß Bor ausgesprochen thalassophil ist und so in den marinen Sedimenten und der See angereichert wird, wo seine gesamte Menge 52·4mal größer als in den Eruptivgesteinen ist (*Rankama* und *Sahama*, 1950, S. 492). Wenn man die Mobilität von Bor beachtet, erscheint es wahrscheinlich, daß dieses Element auch aus den sedimentogenen Gesteinen in die vulkanogenen Gase eintreten kann.

Goldschmidt (1954, S. 288—289) berichtet über eine Untersuchung im Clausthal, wo er mit *Drescher* den Borgehalt in Schiefertonen, Hornfelsen und Graniten im Bezirk Harzburg bestimmte. Dabei hat sich herausgestellt, daß der Granit das Bor aus den Sedimenten heraussaugt. Auch *Landergren* hat nach *Goldschmidt* (l. c., S. 288—289) in den schwarzen kambrischen Schiefertonen von Scania in Schweden beobachtet, daß der Borgehalt dieser Schiefer sich deutlich in der Richtung zum intrusiven Diabas um 30% vermindert.

Diese Beobachtungen sind direkte Beweise für Borassimilation aus Nebengesteinen, stehen aber scheinbar im Gegensatz zu der vom Verfasser gemachten Betrachtung über die Anreicherung von Turmalin im Schiefer in der Nähe der Pegmatitkontakte.

In der Petrographie wird in der Regel öfters eine Turmalinanreicherung in der Nähe solcher Kontakte erwähnt. Dieses erklärt sich dadurch, daß der Turmalin hier durch Umkristallisation grobkörniger wird und so leichter auffällt. Außerdem wird das Bor nicht nur während der Verfestigung des Pegmatitmagma, sondern besonders während der Wanderung der Pegmatitlösungen in diesen angereichert und später wieder ausgeschieden. So entstehen die großen Turmalinanhäufungen in den Pegmatiten und in deren Nähe. Hieraus ersehen wir, daß eine Verminderung des Borgehaltes um den Pegmatit selbst wohl auch meistens nicht zu erwarten ist.

Palingene Magmen, die nach unseren Kenntnissen wohl überwiegend sind, werden besonders borreich sein, wenn sie marine Sedimente assimiliert haben. Wenn solche Magmen zum Ausbruch kommen, führen sie natürlich große Mengen Bor. Wenn wir von diesem Standpunkt die Pegmatite in den Migmatitgebieten Finnlands betrachten, so erkennen wir, daß diese Pegmatite trotzdem sie äußerst arm an typischen Spurenelementen sind, öfters beträchtliche Mengen von Turmalin enthalten. Bei der bekannten Einteilung in sogenannte

komplexe und einfache Pegmatite begegnet man hier einem scheinbaren Widerspruch. Es ist schwer zu entscheiden, ob man diese Pegmatite jetzt als komplex oder einfach bezeichnen soll. Nach dem Vorhergesagten sprechen die großen Turmalinmengen solcher Pegmatite für palingene Herkunft, die in diesem Fall auch geologisch nachweisbar ist. Wenn man noch einen kurzen Rückblick auf die eigentlichen Pegmatitgebiete Finnlands wirft (der Verfasser hat in den Jahren 1948—1953 c : a 900 Pegmatite in diesen Gebieten beobachtet), so fällt es auf, daß auch hier die sogenannten komplexen Pegmatite nur einzeln vorkommen, die Zahl der Turmalinpegmatite aber, die keine für das Gebiet charakteristischen Spurenelemente angehäuft enthalten, mehrmals größer ist. Es ist leicht einzusehen, daß auch diese Pegmatite palingener Natur sein müssen. Sogar die „komplexen" Pegmatite müssen, wie wir es gesehen haben, zum Teil als Hybride angesehen werden. Einerseits können wir jetzt genauer zwischen „komplex" und „einfach" bei den Pegmatiten unterscheiden, anderseits scheint der Gebrauch dieser Ausdrücke oft überschüssig und irreführend.

Nach dem vorher Gesagten scheint die ungleichmäßige Anreicherung des Bors in den Granitpegmatiten mehr vom Nebengestein abhängig zu sein. Auf diese Weise erklären sich auch die häufig vorkommenden enormen Turmalinmengen in diesen Gesteinen. Dadurch findet die regionale Anreicherung an Bor in den sonst borarmen Eruptivgesteinen ihre Deutung. Ferner kann man auf diese Weise auch den enormen Borreichtum der Greisen, der späthydrothermalen Erzgänge und der Turmalingranite erklären.

Allgemein läßt sich zur Geochemie des Bors hinzufügen, daß der Gehalt an diesem Element, wenn es sich in den Eruptivgesteinen stellenweise stark anreichert, wahrscheinlich größtenteils sekundär ist und aus den borreichen marinen Sedimenten stammt, durch die das Magma und dessen Residuallösungen gedrungen sind, oder die von dem Magma teilweise assimiliert wurden. Es erscheint somit die juvenile Herkunft *großer* Bormengen in den sogenannten „Residuallösungen" unwahrscheinlich.

Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki* sowie Herrn Prof. Dr. *H. Haberlandt* bin ich für freundliches Entgegenkommen und wertvolle Ratschläge zu großem Dank verpflichtet.

Herrn Dr. *A. Preisinger* will ich für die sprachliche Korrektur der Handschrift, sowie für wertvolle kritische Bemerkungen meinen tiefsten Dank aussprechen.

Die Durchführung dieser Arbeit wurde mir durch die Stipendien der Stiftungen Suomen Kulttuurirahasto, Suomen Luonnonvarain Tutkimussäätiö und Outokumpu Oy:n Säätiö ermöglicht.

Literatur.

Bergeat, Alfred (1899), Von den äolischen Inseln. Z. prakt. Geol. S. 46. — *Eskola, Pentti* (1914), On the Petrology of the Orijärvi Region in Southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 40. — *Eskola, Pentti* (1950), Orijärvi Reinterpreted. Bull. Comm. géol. Finlande 150, S. 93. — *Goldschmidt, V. M.*, und *Cl. Peters* (1932), Zur Geochemie des Bors I. Nachr. Ges. d. Wissensch. Göttingen. Math.-naturw. Kl. III: 25; IV: 27, S. 402. — *Goldschmidt, V. M.* (1932), Zur Geochemie des Bors II. Nachr. Ges. d. Wissensch. Göttingen, Math.-naturw. Kl. III: 28; VI: 31, S. 528. — *Goldschmidt, V. M.* (1937), Geochemische Verteilungsgesetze d. Elemente IX, 4. Oslo, Jakob Dybwad (1938). — *Goldschmidt, V. M.* (1954), Geochemistry. Oxford. — *Laitakari, Aarne* (1942), Geologische Karte Finnlands. Blatt 3, Erklärungen. Vaasa. — *Landergren, Sture* (1945), Contribution to the geochemistry of boron II. The distribution of boron in some Swedish sediments, rocks and iron ores. The boron cycle in the upper lithosphere. Arkiv Kemi Mineral. Geol. 19 A, Nr. 26. — *Mazzoni, Alfredo* (1948), The steam vents of Tuscany and the Larderello plant. Anonima Arti Grafiche, Bologna. — *Mäkinen, Eero* (1912), Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland und ihre Minerale. Bull. Comm. géol. Finlande 35. — *Mäkinen, Eero* (1916), Översikt av de prekambriska bildningarna i mellersta Österbotten i Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 47. — *Pehrman, Gunnar* (1945), Die Granitpegmatite von Kimito und ihre Minerale. Medd. från. Åbo Akademis Geol. Min. Inst. Nr. 26. — *Rankama, Kalervo* (1948), New evidence of the origin of pre-Cambrian carbon. Bull. Geol. Soc. Amer. 59, S. 389. — *Rankama, Kalervo* und *Th. G. Sahama* (1950), Geochemistry. The University of Chicago Press. — *Rankama, Kalervo* (1954), Isotope Geology. Pergamon Press Ltd. London. — *Sahama, Th. G.* (1945), Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch-Lappland. Bull. Comm. géol. Finlande 135. — *Saksela, Martti* (1933), Geologische Karte Finnlands, Blatt B 4, Kokkola, Erklärungen. — *Scholz, A.*, (1950), Neues Tatsachenmaterial und kritische Bemerkungen über die Rolle einiger der sogenannten leichtflüchtigen Stoffe in pegmatitischen Restmagmen. Fortschritte der Mineralogie 27, S. 56. — *Sederholm, J. J.* (1897), Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Comm. géol. Finlande 6. — *Simonen, Ahti* und *Olavi, Kouvo* (1951), Archean varved schists north of Tampere in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande. 154, S. 93. — *Simonen, Ahti* (1953), Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic, early archean supracrustal rocks in Southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 160. — *Tuominen, Heikki* und *Mikkola, Toivo* (1950), Metamorphic Mg-Fe Enrichment in the Orijärvi Region as Related to Folding. Bull. Comm. géol. Finlande 150, S. 67. — *Wichmann, A.* (1874), Die Pseudomorphosen des Cordierits. Zeitschrift d. Deutschen Geol. Gesellschaft 26, S. 675. — *Volborth, A.* (1951), Bericht an Suomen Mineraali Oy, Helsinki. — *Volborth, A.* (1952), Bericht an Suomen Geologinen Tutkimuslaitos, Helsinki. — *Volborth, A.* (1954), Phosphatminerale aus dem Lithiumpegmatit von Viitaniemi, Eräjärvi, Zentralfinnland. Annal. Acad. Sci. Fenn. A III. Geol.-Geogr. 39. — *Volborth, A.* (1955), Die Mineralparagenese im Lithiumpegmatit von Viitaniemi (Zentral-Finnland) vom geochemischen Standpunkt. Mitt. Öst. Min. Ges. 116 (im Druck). — *Väyrynen, Heikki* (1954), Suomen Kallioperä. Sen synty ja geologinen kehitys. (Der Felsgrund Finnlands, deren Entstehung und geologische Entwicklung), Otava, Helsinki.

Literatur: Neue Bücher.

Atlas von Niederösterreich. Herausgegeben von der Kommission für Raumforschung und Wiederaufbau der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, *J. Keil,* und vom Verein für Landeskunde von Niederösterreich und Wien, *A. Becker,* in redaktioneller Verbindung mit *E. Arnberger.*

2. Doppellieferung: Entwürfe und Kartenbearbeitungen von *E. Arnberger, Hertha Firnberg, A. Klaar, W. Kühnelt, H. Mitscha-Märheim, G. Otruba, L. S. Rutschka, H. Schmittner, A. Steden, F. Steinhauser, H. Trimmel, Erika Trimmel-Weber* und *L. Werneck.*

3. Doppellieferung: Entwürfe und Kartenbearbeitungen von *E. Arnberger, Hertha Arnberger-Jurczak, R. Bammer, G. H. Baumgartner, F. Eheim, F. Kant, A. Klaar, E. Lendl, J. Matznetter, G. Mossler, H. Novak, J. Schwarzl, F. Steinhauser, W. Stiegler, H. Trimmel* und *H. Weigl.*

4. Doppellieferung: Entwürfe und Kartenbearbeitungen von *E. Arnberger, P. Beck-Mannagetta, Maria Capra, R. K. Donin, R. Engelmann, S. Fordinal, K. Hetzer, F. Kant, A. Klaar, J. Matznetter, G. Mossler, H. Novak, K. Pazeller, L. S. Rutschka, G. Spitzer, F. Steinhauser, W. Stiegler, H. Trimmel, H. Vetters* und *K. Wöginger.* — Wien: Freytag-Berndt und Artaria KG. 1953.

Mit diesen drei Doppellieferungen sind nunmehr zwei Drittel des geplanten großen und alle Gebiete der Natur und Zivilisation erfassenden Kartenwerkes über Niederösterreich erschienen. Die 2. Doppellieferung enthält neben vielem andern eine Übersichtskarte über die Verteilung der Industrie im Lande in den Jahren 1840, 1855 und 1920, darüber hinaus überwiegend landwirtschaftliche Verteilungskarten. — Die 3. Doppellieferung ist hauptsächlich der Lage Niederösterreichs im mitteleuropäischen Raum, Wirtschafts- und meteorologischen Karten gewidmet. — Die 4. Doppellieferung bringt unter anderem eine *geologische* Übersichtskarte Niederösterreichs, wie alle andern Karten im Maßstabe 1 : 500.000, ferner eine topographische und eine Reliefkarte, eine erdgeschichtliche Übersichtstabelle, bevölkerungsstatistische Karten usw.

F. Machatschki, Wien.

Petroleum Microbiology. An introduction to microbiological petroleum engineering. Von *E. Beerstecher* jr. 375 S. New York: Elsevier Press, Inc. 1954. DM 35.—.

In Weiterentwicklung eines Gedankenganges von Vernadsky (1939), welcher das Arbeitsgebiet der Biochemie umrissen hat, ist der Autor bestrebt, Erkenntnisse der Mikrobiologie mit solchen der Erdölwissenschaften zusammenzuführen. Es ergibt sich daraus, daß einige Abschnitte des Buches (Kapitel 4 bis 6, 8 bis 11) keine direkten Verbindungen zur Mineralogie oder Petrographie im landläufigen Sinne haben; soferne aber Erdöllagerstätten in der Lithosphäre verankert sind und auch verschiedene Bakteriengruppen an verschiedene Elemente gebunden sind, ergeben sich Beziehungen von Erdöllagerstätten zu bakteriellen Vorgängen und von beiden zum großen geochemischen Rahmen. Es ist das Verdienst dieses Buches, eine große Zahl verstreuter Arbeiten in zusammen-

fassender und erschöpfender Form als ein neues Sondergebiet der Allgemeinheit vorzuführen.

Nach einer Einführung in Geschichtliches (Kapitel 1) folgt eine Darstellung der Mikroorganismen in ihrer Bedeutung zum Rahmen der geologischen Vorgänge (Kapitel 2), und zwar aufgegliedert in Unterabschnitte Mikro-Organismen und Biochemie auf der Basis der Elemente Ca, Si, Fe, S, N, P und C.

Ausgehend von einer nützlichen tabellarischen Übersicht sämtlicher Theorien der organischen Erdölentstehung (Kapitel 3, S. 74), werden nach geologischer Sichtung Grundbedingungen der Erdölentstehung skizziert und von diesem Gesichtspunkt aus auf die mögliche Einflußnahme von Mikro-Organismen auf den Ablauf des Vorganges der Erdölentstehung eingegangen. Die Zusammenfassung S. 120 unterstreicht, daß man zu *einer* eindeutigen Auffassung noch nicht gelangt ist.

Aus der Praxis der Erdölgewinnung wird schließlich auf Beispiele hingewiesen (Kapitel 7), wo sich das Vorhandensein lebender Bakterien (z. B. S- und Fe-Bakterien) aus Beeinflussungen schließen läßt, die sich wiederum aus unerwartet eintretenden Verhinderungen des Produktionsvorganges ableiten lassen (z. B. Verhinderung der Permeabilität).

Andere Elemente, z. B. Mangan, die mikrobiologisch wichtig sind, aber in den skizzierten Überschneidungsbereich von Erdölwissenschaften und Mikrobiologie bis heute nicht hereinfallen, sind durch Literaturhinweise vermerkt.

Das Werk ist ausgezeichnet ausgestattet; wertvoll sind die jedem Kapitel beigefügten Literaturlisten sowie je ein Index nach Autoren, Mikro-Organismen und thematischen Stichworten.

H. Küpper, Wien.

X-Ray Analysis of Crystals. Von *J. M. Bijvoet,* the late *N. H. Kolkmeyer* und *Caroline H. Macgillavry.* Aus dem Holländischen übersetzt von *H. Littman,* Furth. Mit 226 Textabb., XII, 304 S. London: Butterworths Scientific Publications. 1951. Geb. 50 s.

Die der Übersetzung zugrundeliegende 2. holländische Auflage des Buches „Röntgenanalyse van Krystallen" erschien im Jahre 1948. Gegenüber der deutschen Ausgabe vom Jahre 1940 ist das Werk natürlich ganz wesentlich hinsichtlich der Methodik und der Ergebnisse umgearbeitet und erweitert, entsprechend der rapiden Entwicklung auf diesem Gebiet und der Erweiterung der Anwendungsmöglichkeiten. Leider konnte der eine der drei Verf. das Erscheinen der vorliegenden Ausgabe nicht miterleben.

1. Abschnitt: Knappe Angaben über die Streuung kurzwelliger Strahlen an den Kristallgittern und Molekülen; Translationen, Makro- und Gittersymmetrie. — 2. Lauebedingungen, Braggsches Reflexionsgesetz, Indizierung, Bestimmung der Elementarzellendimensionen, Hauptmethoden und ihre Anwendung, Kristallitgrößenbestimmung, Texturen und Deformationen. — 3. Intensitätsfaktoren und Intensitätsberechnung. — 4. Strukturbestimmung nach der Trialmethode, dargestellt an einer Reihe von instruktiven Beispielen. — 5. Strukturbestimmung mit Hilfe der Fouriermethoden. — 6. Beispiele für die verschiedenen Bindungstypen; Atom- (Ionen-) Distanzen; Zusammenhänge zwischen Kristallstruktur und physikalischen Eigenschaften; strukturempfindliche Eigenschaften; Isomorphie und Mischkristallbildung; Metallverbindungen und Legierungen. — 7. Aufbau einzelner anorganischer Verbindungsgruppen, besonders der Silikate unter Betonung des Versagens rein chemischer Klassifikationsversuche; Aus-

scheidungsfolge der Silikate; etwas Geochemie. — 8. Strukturen von organischen Stoffen einschließlich der Hochpolymeren und Proteine.

So wird auf 220 Seiten ein außerordentlich reichhaltiges Material knapp, aber sehr glücklich behandelt, so daß das Studium des Buches auch dem Anfänger keine allzu großen Schwierigkeiten bereitet.

Die neun Appendizes, die etwa ein Fünftel des Buches einnehmen, bringen notwendige Ergänzungen: Kristallklassen- und Raumgruppentabellen, Formelableitungen, Anleitungen zur Diagrammauswertung, Reziprokes Gitter, Erweiterungen der Ausführungen über Fourier- und Pattersonanalyse, Auswirkungen von Kristallbaustörungen auf die Diagramme, Elektronen- und Neutronenbeugung.

Eine allgemeine Bibliographie nennt wichtige Werke, die sich für ein über den Rahmen des Buches hinausgehendes Studium eignen; darüber hinaus ist jeder Abschnitt mit sehr reichlichen Literaturangaben ausgestattet; aber das Buch ist so geschrieben, daß man nur in seltenen Fällen auf die zitierte Originalliteratur zurückgreifen muß.

Ein sehr sorgfältig ausgearbeitetes Sachverzeichnis schließt das bestausgestattete Buch mit seinen zahlreichen, sehr anschaulichen Abbildungen ab; es kann in keinem Laboratorium, das Röntgenkristallographie betreibt, entbehrt werden, ebenso von keinem Forscher, Lehrer und Studierenden auf diesem Gebiet.

F. Machatschki, Wien.

Abriß der Geologie. Begründet durch *E. Kayser.* Siebente, verbesserte Auflage. Von *R. Brinkmann.* Zwei Bände. Zweiter Band: Historische Geologie. Mit 70 Textabb. und 58 Texttafeln, VII, 359 S. Stuttgart: F. Enke Verlag, 1954. DM 31.40, geb. DM 35.—.

Das vorliegende Werk ist als Einführung in die historische Geologie gedacht; im Vordergrund steht der paläogeographisch-tektonische Werdegang der Erde und die stammesgeschichtliche Entwicklung der vorzeitlichen Lebewelt, ohne auf den stratigraphischen und paläontologischen Tatsachenstoff zu verzichten. Das umfangreiche Material ist vom Verfasser einheitlich gesichtet und übersichtlich gegliedert, wobei Wert darauf gelegt wurde, die Einzelheiten in größere Zusammenhänge einzuordnen. Auf Tafeln werden charakteristische Tierformen und Leitfossilien einzelner Formationen dargestellt, paläogeographische Rekonstruktionen vermitteln einen Überblick der Verteilung von Meer und Land in den Formationen der Erdgeschichte, auf übersichtlichen Tabellen werden die Bezeichnungen der einzelnen Schichten und ihre gegenseitige Korrelation dargestellt. Das vorliegende Werk entspricht nicht nur als Lehrbuch allen Anforderungen, sondern kann auch als Nachschlagwerk allgemeine Verwendung finden.

Gegenüber der sechsten Auflage (1948) wurde die siebente Auflage um ein Kapitel über Paläogeographie bereichert, die stratigraphischen Tabellen wurden ergänzt, die jedem Kapitel angefügten Schrifttumshinweise wurden mehr bibliographisch als didaktisch orientiert.

A. Papp, Wien.

Zur Geologie, Petrographie und Mineralogie des Westharzes. Herausgegeben von der Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie. Mit 28 Textabb., 55 S. Rossdorf bei Darmstadt. 1954.

Die kleine Broschüre wurde anläßlich der Jahrestagung 1954 obiger Vereinigung in Clausthal-Zellerfeld herausgegeben. Sie enthält unter anderem

knappe Übersichtsartikel über folgende Bereiche: Die Gesteine des Harzburger Gabbromassivs *(A. Werner)*. Die magmatischen Gesteine des Harzes *(W. E. Troeger)*. Das Rammelsberger Erzlager *(E. Kraume)*. Die Oberharzer Blei-Zinkerzgänge *(E. Huettenhain)*. Die Erzgänge von St. Andreasberg *(A. Wilke)*. Die Eisenerzlagerstätten des Oberharzer Diabaszuges *(Fr. Buschendorf)*. Aus der Geschichte des Oberharzer Bergbaues und der Oberharzer Bergstädte *(A. Riechers)*. Abschließend eine Auswahl aus dem geologischen Schrifttum über den Harz.

F. Machatschki, Wien.

Handbuch der Mineralogie. Von *C. Hintze*. Ergänzungsband II: Neue Mineralien und neue Mineralnamen (mit Nachträgen, Richtigstellungen und Ergänzungen). Zusammengestellt und herausgegeben von *K. F. Chudoba*. Lief. 1: Mit 7 Abb., V, 80 S. DM 22.—. — Lief. 2: Mit Abb. 8—10, S. 81 bis 160. DM 22.—. Berlin: W. de Gruyter & Co. 1954.

Das in den Jahren 1904 bis 1933 in seinem Hauptteil erschienene Handbuch der Mineralogie von *C. Hintze*, unentbehrlich für jeden Mineralogen, wurde durch einen im Jahre 1937 erschienenen Ergänzungsband bis einschließlich des Jahres 1934 erstmalig vervollständigt *(G. Linck)*. Der nunmehr erscheinende 2. Ergänzungsband soll die Zeit bis Ende 1953 in seinem ersten Teil erfassen, für den 2. Teil ist eine gründliche Revision der im 1. Ergänzungsband behandelten Mineralien beabsichtigt, für den 3. Teil hat *K. Chudoba* Ergänzungen und Berichtigungen zu den Hauptbänden des Handbuches vorgesehen.

Soweit dies Ref. nach den ersten beiden der sechs für den ersten Teil des Ergänzungsbandes geplanten Lieferungen beurteilen kann, scheint die Ergänzung sehr vollständig zu sein. Es werden auch die Gitterdaten gegeben und in vereinzelten Fällen ganze Pulverdiagramme mit d- und I-Werten tabelliert. Letzteres erscheint dem Ref. als Ballast, da die Angaben der drei oder vier starken Linien bei kleinen Glanzwinkeln dem Zweck des Werkes genügen müßten, wie dies auch sonst zur Charakterisierung der Kristallarten üblich ist; das Werk wird nämlich dadurch, daß nicht bei allen Mineralien im Bereiche der Möglichkeit gleich vorgegangen wird, uneinheitlich.

Auf jeden Fall ist es sehr zu begrüßen, daß das bewährte Handbuch sorgfältig ergänzt und den neueren Ergebnissen entsprechend revidiert wird; die Aufgabe, die vor einer Reihe von Jahrzehnten erschienenen Hauptbände auf den gegenwärtigen Stand zu bringen, wird sich ohne weitgehende Konzessionen sehr schwierig gestalten.

F. Machatschki, Wien.

Mineral- und Erzlagerstättenkunde. Von *H. Huttenlocher*. Band I. (Sammlung Göschen: Band 1014.) Mit 36 Textabb., 128 S. — Band II. (Sammlung Göschen: Band 1015/1015 a.) Mit 48 Textabb., 156 S. Berlin: W. de Gruyter & Co. 1954.

Der 1. Band bringt eine in den vorgezeichneten engen Rahmen gepreßte, aber doch allseitige Übersicht über die Lagerstättenlehre: Geochemie und Kristallchemie als Grundlagen, Physikalische Chemie der Mineral- und Gesteinsbildung, primäre und sekundäre Entstehungsabläufe, Form und innerer Bau der Lagerstätten, schließlich die Lehre von den metallogenetischen Epochen und Provinzen finden ihre gut abgestimmte Behandlung, und zwar in einer Weise, die auch dem Anfänger ohne Schwierigkeit ein ausgeglichenes, auf den bewährten, aus den Beobachtungen in der Natur und im Laboratorium gewonnenen Erfahrungen beruhendes Bild gibt.

Der 2. Band ist in stofflicher Gruppierung den Lagerstätten der Erzmineralien und der Nichterze gewidmet. Er beginnt mit einigen allgemeinen Ausführungen über die Bauwürdigkeitsgrenzen von Erzlagerstätten. In der Folge werden die einzelnen Metalle in ihren genetischen Beziehungen und unter Angabe und kurzer Charakterisierung der wichtigsten Vorkommen (mit reichlich beigegebenen Lagerstättenskizzen und -Profilen) behandelt, zuerst das Eisen und die Stahlveredlungsmetalle, dann die Edelmetalle, die Buntmetalle Cu, Pb, Zn, Cd und Sn, darauf die Leichtmetalle und schließlich die sonstigen Metalle (Sb, As, Bi, Hg, Nb, Ta, U, Ra, Th, Ce, Zr). Jedem Metall vorausgestellt ist die Nennung der für die Praxis wichtigsten Mineralien. Knapper werden die Lagerstätten der Nichterze, sowohl Mineralien als auch Gesteine einschließlich der Organoide, besprochen. Die Schmucksteine werden nur zusammenfassend genannt; jeder Einzelbeschreibung sind knappe Verwendungsangaben beigefügt.

Ein kurzer Hinweis auf Vorräte und Gewinnung in den wichtigsten Produktionsländern schließt das Werk ab, das eine gelungene Einführung und ein gutes Repetitorium darstellt. Einige kleine Irrtümer, wie z. B. die Nennung des Chrysokolls statt des Chrysoprases als Mineral von Ni-Verwitterungslagerstätten (Bd. 1, S. 83) oder die Bezeichnung der Erzimprägnationen in den disseminated ores als „Porphyroblasten" (Bd. 1, S. 63) fallen nicht sehr ins Gewicht.

Die Register der beiden Bändchen sind nicht sehr vollständig.

F. Machatschki, Wien.

Bau und Entstehung der Alpen. Von *L. Kober.* Zweite, völlig neubearbeitete Auflage. Mit 100 Abb. im Text und 3 Tafeln, VIII, 379 S. Wien: *F. Deuticke.* 1955. S 216.—.

Das neue Werk von *L. Kober,* dem Genius Pierre Termier gewidmet, ist wohl nur formell eine zweite Auflage seiner 1923 unter gleichem Titel erschienenen Alpensynthese; es ist vollkommen neubearbeitet. Seit über 40 Jahren steht *L. Kober* in vorderster Linie als Verfechter und Gestalter der Deckenlehre in den Ostalpen, den Alpen überhaupt und als Vertreter der Anwendung der dabei erkannten Grundzüge auf die großen Gebirgszüge der Erde. So ist Stoffauswahl und Fragestellung ganz vom Gesichtspunkt der Deckenlehre und Deckengliederung aus gestaltet. Trotz Verarbeitung der Fülle neuerer Literatur will es kein Handbuch sein; es ist auch nicht Lehrbuch in dem Sinne, daß es etwa den heute stark in den Vordergrund gerückten Methoden, Ergebnissen und Fragen der feineren Analyse tektonischer Formung und der Petrogenese Rechnung zu tragen suchte. Die Unterscheidung von „Mente"- und „Malleo"-Geologen entspringt solcher Betrachtungsweise.

Es ist ein Buch begeisterten Bekenntnisses: „Die ganze wunderbare Größe des Alpenbaues soll der Welt offenbar werden." *L. Kober* sieht in der Entwicklung von der Geosynklinale zum heutigen Gebirge einen besonderen Ausschnitt aus der Entwicklung unseres Planeten, die teleologisch einer Vollendung zustrebt; die „Kosmo-Geo-Logik" dieser Evolution soll herausgearbeitet werden, um in der Wissenschaft „das angefangene Werk der Natur zu vollenden". (Motto, *L. v. Buch*). Mit den schon bekannten Deutungen über die Vorgänge der Tiefe, die gravitative Evolution der Erde oder die Evolution der Atome rückt die ideenreiche Darstellung dabei freilich in Bereiche vor, die jenseits heutiger naturwissenschaftlicher Erkenntnis liegen.

Auf Einzelheiten des Inhaltes, den der Verf. in seiner bekannt schwungvollen Sprache bietet, kann hier nicht eingegangen werden. Die Deckengliederung behält im wesentlichen die von *Kober* schon in früheren Arbeiten ver-

tretenen Formen; doch in ihrer Fassung wohl sozusagen freizügiger, trägt sie begründeten Einwänden vielfach Rechnung oder legt vor allem Gewicht auf die größeren Grundzüge, die überwiegend als anerkannt gelten dürfen. Von den 20 Abschnitten des Buches sind die zwei umfangreichsten mit rund hundert Seiten ausgewählten Gebieten der französischen, schweizerischen und italienischen Westalpen und fast allen Gruppen und Zonen der Ostalpen gewidmet. Einleitend hiezu werden in einigen Abschnitten Grundsätze über das alpine Orogen, die Deckengliederung und den Bauplan erörtert und in 15 Querprofilen eine Übersicht mit Bemerkungen zur Alpensynthese gegeben. Ein Tektonogramm ergänzt. Besonders herausgegriffen und eingehender behandelt ist auf Grund der neueren schweizerischen, französischen und italienischen Arbeiten bis Korsika das Problem der Stellung der St. Bernhard-Decke und ihrer Äquivalente; sie wird mit Untergliederung zu einer Deckeneinheit der hochpenninisch-unterostalpinen Übergangszone, das Briançonnais zur Stirnmasse der ostalpinen Decke. In der ausführlichen Erörterung der West-Ostalpengrenze ergibt sich unter anderem die Feststellung: „Der Prätigau-Flysch transgrediert über einen vorgosauischen Deckenbau." Angeschlossen sind Abschnitte über die alpine Synklinale (mit mehreren stratigraphischen Tabellen, darunter Übersicht des Nordalpen-Mesozoikums nach tektonischen Einheiten), die alpine Orogenese, alpine, tellure und kosmische „Dynamik".

Dankenswert reich ist die Beigabe von ausgezeichneten Abbildungen, unter anderem neu ist das Tektonogramm und die Tafel der Sammelprofile. Dem Verlag ist für einwandfreien Druck und eine in jeder Hinsicht würdige Ausstattung zu danken.

E. Clar, Wien.

Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. Revidierte und ergänzte Neuauflage von Band I, Teil 2 „Die Mineralien der Schweizer Alpen". Von *R. L. Parker.* Mit 135 Textabb., 31 Tafeln und 1 Übersichtskarte, 378 S. Basel: Wepf & Co. 1954. Geb. sfr. 36.—, DM 34.60.

Von den drei Hauptbearbeitern der ersten Auflage von 1940 des zweibändigen, prachtvoll ausgestatteten Werkes *Königsberger, Niggli* und *Parker,* haben wir die beiden erstgenannten leider verloren. Da in absehbarer Zeit eine Neuformung einer geeigneten Trias kaum zu erwarten ist, entschloß sich *Parker* auf vielfachen Wunsch, seinen Anteil, die Bearbeitung der Mineralfunde der Schweizer Alpen, in wesentlich geänderter und ergänzter Auflage neu erscheinen zu lassen. Die erste zweibändige Auflage, die zum Preis von M 15.— auch für die damalige Zeit ein wertvolles *Geschenk* an alle Mineralogen, Petrologen, Geologen und Mineraliensammler der ganzen Welt war, ist begreiflicherweise sehr bald vergriffen gewesen. In der Neuauflage ist die Anordnung des Stoffes im allgemeinen beibehalten worden; wie weit die Darstellung erweitert ist, beweist die Zunahme der Seitenzahl bei beiläufig gleicher Seitenfüllung auf 237 gegenüber 187 der ersten Auflage. Auch in der neuen ist das Aufsuchen einer bestimmten Paragenese, um z. B. eine Mineralstufe genau zu identifizieren, keineswegs sehr leicht, was bei der Fülle des Stoffes keineswegs verwunderlich ist, aber es wurden auch in dieser Hinsicht Erleichterungen geschaffen. Im ersten Abschnitt über die hauptsächlichsten Mineralgesellschaften A_1—A_9, B_1—B_4, C_1—C_3, D_1—D_5 und E wurden die 12 Fundortgruppen der Zentralmassive, des penninischen Gebietes und als 13. die der nördlichen Kalkalpenzone in den Überschriften angeführt. Damit wurde die Einreihung einer Mineralstufe von nicht genau bekanntem oder angezweifeltem Fundort wesentlich erleichtert. Die Fundort-

gruppen wurden nach dem Stande der neuesten Forschung sehr wesentlich ergänzt und ihre Zahl auch vermehrt. So ist das Gebiet von Guttannen bis Goppenstein, das bisher nur eine Fundortgruppe (2 a) aufwies, nunmehr in drei Fundortgruppen dargestellt, das Fellital-Giuv-Gebiet hat nun statt drei Fundortgruppen deren sechs, das in der I. Auflage nicht unterteilte Gebiet des südlichen und östlichen Graubünden ist jetzt in sechs kleine, aber selbständige Fundortgruppen aufgeteilt. Viele neue Funde sind verzeichnet, so, unter vielen anderen, die neuen Funde, die *M. H. Huber* aus dem südöstlichen Gotthardmassiv beschrieben hat (z. B. die wundervollen Titanite von Motta naira), dann die Hämatit-Quarz-Adular-Chlorit-Epidot-Paragenese am Ostgrat des Finsteraarhorns in 3250 m Höhe, die großen Eisenrosen im Gebiet der Rientallücke, neue Manganerze im Err-Gebiet an der Fallotta und bei der Alpe Parsettens, um nur einige wenige beiläufig herausgegriffene Beispiele anzuführen.

In einer neuen Karte sind durch farbige Zeichen die 26 unterschiedenen Mineralgesellschaften eingetragen und darin auch die wichtigsten Fundortgruppen angegeben. In dem kurzen einleitenden Abschnitt über die Mineralgesellschaften sind auch die Zahlen im Typenverzeichnis *Königsbergers* aus dem vergriffenen zweiten Band der I. Auflage aufgenommen. Vielleicht wäre es möglich gewesen, diesen Abschnitt *Königsbergers*, der nur 17 Seiten ausmacht, in den Neudruck des I. Bandes aufzunehmen, denn nun haben von diesen Zahlenangaben nur die etwas, denen der vergriffene Band der I. Auflage zugänglich ist.

Kristallbilder sind in dieser Auflage in ausreichender Zahl bei den einzelnen Fundortgruppen eingeschaltet. In der Erstausgabe waren sie im ersten von *Parker* und *Niggli* bearbeiteten Abschnitt des Werkes, einer systematischen Übersicht der Mineralien der Schweizer Alpen, enthalten, ein Abschnitt, der in der Neuauflage nicht zum Abdruck gekommen ist. Neu sind zwei tabellarische Übersichten am Schlusse des Buches. Die erste ist eine diagnostische Übersicht der wichtigsten Mineralarten, die in ihrer Anordnung, Auswahl und der ganzen Anlage die überragende Vertrautheit des Autors mit seinem Stoff beweist. Ihr Wert besteht vor allem darin, daß in ihr nur Mineralien der Schweizer Alpen enthalten sind. Inwieweit sie, wie der Verf. bezweckt, für die *Mineralbestimmung* gute Dienste leisten wird, kann nur die Erfahrung, welche die Sammler mit dieser Übersicht machen werden, erweisen. Jedenfalls können sie *neben* einem guten Bestimmungsbuch *(Köhler, Philipsborn)* verwertet werden. Diese tabellarische Zusammenstellung in der Kombination mit der darauf folgenden neuen alphabetischen Übersicht der Mineralien der Schweiz, die vortreffliche Angaben über das Vorkommen der Mineralien bietet, und dem Fundortsverzeichnis erleichtern nicht nur dem Sammler die Feststellung der Paragenese und der Fundortgruppe wesentlich. Für eine dritte Auflage würde der Ref. vorschlagen, in der alphabetischen Übersicht die wichtigsten Fundortgruppen für jedes Mineral, das nicht Durchläufer ist, anzugeben. Während z. B. die Auffindung der Fundorte des Milarites in der I. Auflage dadurch recht einfach ist, daß in einem alphabetischen Mineralverzeichnis die Seitenzahl der Behandlung dieses Minerals in der in die Neuauflage nicht aufgenommenen Gesamtübersicht (von *Parker* und *Niggli*) angegeben ist, in der die betreffende Fundortgruppe verzeichnet ist, ist in der Neuauflage ein solches rasches Auffinden nicht möglich.

In ihrer Gesamtheit stellt auch diese Auflage eine große, dankenswerte Leistung des Verf. dar. Abschließend kann festgestellt werden: Kein anderes Land der Erde, das die Natur mit einer ähnlichen Fülle von Sammler-Mineralien gesegnet hat, besitzt eine so eingehende und so liebevolle Darstellung dieser Naturschätze, und dies noch dazu in solch hervorragender Aufmachung.

H. Leitmeier, Wien.

Edelsteine und Perlen. Von *K. Schlossmacher.* Mit 103 Textabb., 1 Schwarz- und 2 Farbtafeln, VIII, 280 S. Stuttgart: E. Schweizerbart. 1954. Geb. DM 25.– .

Es ist sehr zu bedauern, daß Bauers große „Edelsteinkunde", die vom Verf. in 3. Auflage (1932) völlig neu bearbeitet worden war, nicht mehr greifbar ist und zur Zeit wegen des großen Umfanges nicht neu aufgelegt werden kann. So beschränkte sich Verf. auf eine Art eines auf den neuesten Stand gebrachten und aus seiner reichen praktischen Erfahrung heraus geschaffenen Auszuges. Das Buch wendet sich an alle Freunde der Edelsteine, ist allgemein verständlich geschrieben und wird besonders jenen, die beruflich mit den Edelsteinen zu tun haben, von bestem Nutzen sein.

Auf Ausführungen über die Entstehung der Edelsteine und ihre chemischen Eigenschaften folgt eine knappe Darstellung der kristallographischen und kristallphysikalischen Verhältnisse, in sehr geeigneter Weise auf die edlen Steine abgestellt; naturgemäß nimmt in ihr die Behandlung der optischen Eigenschaften die Vorzugsstellung ein; ferner werden in diesem ersten Teil die Einrichtungen geschildert, welche vorzugsweise bei einer Untersuchung der Edelsteine benutzt werden.

Im speziellen Teil werden nun in Einzelabschnitten, mit dem Diamant beginnend, die einzelnen Edelsteine, Halbedelsteine, dann die Korallen und Perlen behandelt. Neben ihrer Charakterisierung werden die Fundgebiete und Gewinnungsmethoden genannt; Produktionszahlen und Preisgestaltung beziehen sich auf die Jahre 1951—1953. Überall findet man Hinweise auf mögliche Verwechslungen und Imitationen. Besonders berühmte Steine werden hervorgehoben. Abgeschlossen wird dieser Teil durch eine Kennzeichnung der synthetischen Steine und durch Angaben über deren Herstellung; auch die Imitationen und Dubletten werden hier kurz gestreift.

Der praktische Teil handelt von den Schlifformen der Edelsteine und ihrer Schleifbearbeitung; er bringt auch einiges über den Edelsteinhandel und Tabellen über Brechungsdaten, spezifisches Gewicht und Härte. Ein ausführliches Sachregister beschließt das Werk.

Einige größere Wiederholungen (z. B. S. 86 und S. 249; S. 11/112 und S. 236) hätten unterbleiben können.

Die Abbildungen (Kristallbilder, Strukturdiagramme, gut ausgewählte Photos aus den Produktionsgebieten und Verarbeitungsstätten, geologische Profile usw.) beleben das sehr gut ausgestattete Buch in instruktiver Weise.

F. Machatschki, Wien.

Die Oxydationszone sulfidischer Lagerstätten. Von *S. S. Smirnow.* Übersetzt aus dem Russischen von *R. Sallum.* Wissenschaftliche Redaktion: *F. Leutwein.* Mit 26 Textabb., 312 S. Berlin: Akademie-Verlag. 1954. DM 17.50.

Durch die dankenswerte Initiative von Herrn Prof. *Leutwein* wurde die vorliegende interessante russische Monographie, welche zuerst im Jahre 1936 herausgebracht wurde, in deutscher Sprache veröffentlicht.

Im ersten Teil werden die allgemeinen Eigenschaften der Oxydationszone und die in ihr erfolgenden Prozesse erörtert, im zweiten Teil wird das geochemische Verhalten einiger Elemente in der Oxydationszone sulfidischer Lagerstätten dargelegt.

Smirnow gibt eine sehr ausführliche Zusammenstellung der einzelnen Oxydationsmineralien, wie sie in dieser Vollständigkeit wohl schwerlich zu finden sein wird. Von besonderem Interesse ist seine genaue Erörterung der grundlegenden Untersuchungen von *Blanchard* und *Boswell,* welche eine neue Me-

thode der Bewertung der Ausbisse und der primären Erze verschiedener Lagerstätten auf Grund der Textur und Beschaffenheit der sogenannten Verdrängungslimonite ausgearbeitet haben.

Die Lösungsvorgänge bei den Edelmetallen, Migration und Fällung von Blei und Antimon sowie die Herkunft des Molybdäns und Vanadins werden eingehend besprochen. Bezüglich der letzteren Frage bevorzugt *Smirnow* Anschauungen, welche mit modernen Untersuchungen, wie sie in letzter Zeit an Wulfenit und Vanadinmineralen führenden Blei-Zinklagerstätten durchgeführt wurden, (unter anderem von *E. Schroll*) weitgehend in Einklang zu bringen sind.

Der dritte Teil der Monographie beschäftigt sich mit der Bedeutung der Oxydationszone bei der Bewertung, Schürfung und Auffindung von sulfidischen Lagerstätten. Er umfaßt die folgenden Kapitel:

1. „Die Bewertung sulfidischer Lagerstätten nach dem Charakter der Oxydationszone." In diesem Abschnitt wird unter anderem auf die Wichtigkeit der Heranziehung geochemischer Eigenschaften einzelner Elemente unter den Bedingungen der Oxydationszone der sulfidischen Ausgangserze hingewiesen.

2. „Zur Frage der Abschätzung von Vorräten an oxydischen Erzen."

3. „Über die Anwendung spezieller Eigenschaften der Oxydationszone zur Prospektion."

Ein ausführliches Literaturverzeichnis mit 133 Zitaten ist dem Buche beigegeben, wobei das einschlägige Schrifttum bis zum Jahre 1936 weitgehend berücksichtigt wurde. Vielleicht könnte bei einer weiteren Auflage auch die neueste Literatur noch aufgenommen werden.

Erfreulicherweise ist der Druck und die Ausstattung sehr gut, so daß die vorliegende Monographie in jeder Beziehung für den Forscher, Hochschullehrer und Studenten empfohlen werden kann. *H. Haberlandt*, Wien.

Die stereographische Projektion in der Kristallkunde. Von *H. Tertsch*. Mit 71 Textabb., IV, 122 S. Wiesbaden: Verlag für angewandte Wissenschaften. 1954. DM 9.80, geb. DM 14.80.

Man kann ruhig sagen, daß angesichts des Umstandes, daß gegenwärtig in deutscher Sprache, aber auch sonst, kein Buch über die stereographische Projektion und ihre Anwendungen greifbar ist, das allgemein begrüßte Erscheinen dieser Schrift einem Bedürfnis entspricht. Es ist besonders erfreulich, daß es dem Verlag gelungen ist, für diese Aufgabe einen Kristallographen und Kristallphysiker vom Range und von der Erfahrung von *H. Tertsch* gewonnen zu haben.

Während *H. Tertsch* in seiner Schrift „Das Kristallzeichnen auf Grundlage der stereographischen Projektion" (Springer, Wien 1935) nur eine Seite des Stoffes behandelt hat, trägt die vorliegende, der deutschen Mineralogischen Gesellschaft gewidmete Bearbeitung allen denkbaren Gesichtspunkten und Bedürfnissen Rechnung; durch Erweiterung der Zielsetzung und durch Mitverarbeitung späterer Ergänzungsarbeiten ist sie weit über den Rahmen des 1911 erschienenen, bewährten Büchleins von *H. E. Boeke* „Die Anwendung der stereographischen Projektion bei kristallographischen Untersuchungen" hinausgewachsen.

Nach einem einleitenden Vergleich der stereographischen mit der orthogonalen und der gnomonischen Projektion erfolgt die Bearbeitung des Stoffes in fünf Hauptabschnitten: 1. Grundlagen und Haupteigenschaften der ster. Proj. 2. Grundaufgaben der ster. Proj. 3. Graphische Kristallberechnung auf Grund-

lage der ster. Proj. 4. Kristallzeichnen auf Grundlage der ster. Proj. und 5. Anwendungsmöglichkeiten der ster. Proj. bei kristallphysikalischen Untersuchungen.

Auf die Hervorhebung weiterer Einzelheiten einzugehen hätte bei der Fülle des in knapper und präziser Form gebotenen Materials wenig Bedeutung; man kann beim Studium der Darstellung nur feststellen, daß sie hinsichtlich Vielseitigkeit nichts zu wünschen übrig läßt und daß dem Verf. sein Vorhaben bestens gelungen ist. Den fehlenden Index ersetzt das detaillierte Inhaltsverzeichnis zu Beginn des Buches. Weiteste Verbreitung ist dem Büchlein, das nicht nur für den Studierenden, sondern auch für den Lehrer ein guter Ratgeber ist, sicher.

F. Machatschki, Wien.

Einführung in die Untersuchung der Kristallgitter mit Röntgenstrahlen. Eine elementare Darlegung der Methoden mit Aufgaben. Von *F. Trey* und *W. Legat.* Mit 67 Textabb. und 1 Nomogramm, VI, 113 S. Wien: Springer-Verlag. 1954. S 75.—, DM 12.50, $ 3.—, sfr. 12.80.

Das vorliegende kleine Werk, das die Entstehung der Röntgeninterferenzen an den Kristallgittern erläutert und die Auswertung der nach den verschiedenen photographischen Verfahren erhaltenen Röntgendiagramme behandelt, wird dem Anfänger gute Dienste leisten. Besonders eingehend werden die verschiedenen Varianten des Pulververfahrens und die exakte Bestimmung der Gitterkonstanten besprochen. Die Einführung in die Theorie und Auswertung der Röntgeninterferenzen werden in sehr verständlicher und ausführlicher Weise gebracht. 31 Aufgaben mit ihren Lösungen sind in alle Abschnitte des Textes hineinverarbeitet, was für eine derartige Einführung besonders zu begrüßen ist. Jeder kann daran selbst prüfen, ob er den Text von Abschnitt zu Abschnitt richtig erfaßt hat. Ein weiterer Vorteil liegt darin, daß von Anfang an in konsequenter Weise das reziproke Gitter in die Behandlung einbezogen ist, unter Hervorhebung der Vorteile seiner Anwendung. Das Büchlein — und das gibt ihm eine besondere Note — ist von Physikern in erster Linie für die Bedürfnisse von Physikern und Laboratoriumstechnikern geschrieben; so werden die Grundvorstellungen und Bezeichnungen der Kristallographie nur im allernotwendigsten Ausmaß benützt; manche Bezeichnungen und Symbole entsprechen nicht ganz dem, was man in der Kristallographie darunter versteht. Schade, daß in dieser Hinsicht der Ablenkungswinkel mit ϑ bezeichnet wird und nicht wie sonst überwiegend üblich (auch in internationalen Tabellenwerken) der Glanzwinkel. Der Satz, daß „die Laueaufnahmen, ganz ungewöhnliche Fälle ausgenommen, ohne weiteres zu einer eindeutigen Einordnung von Kristallen in das System der Kristallklassen führen", erscheint dem Ref. doch als etwas zu optimistisch. Der Anfänger, der das Büchlein aufmerksam studiert, wird auf alle Fälle viel Nutzen davon haben; sehr helfen ihm dabei die zahlreichen und sehr instruktiven Abbildungen, die besonders der überall begünstigten graphischen Auswertung der Diagramme und der daraus erhaltenen Konstruktionen sehr dienlich sind.

Ein Anhang von neun Seiten bringt noch einzelne praktische Hinweise über die günstige Richtung der Primärstrahlen bei gegebener Wellenlänge, über die Indizierung von Drehkristallaufnahmen; hier ist auch ein Nomogramm zur Ablesung der Reziprokgitterwerte aus den Abmessungen der Diagramme beigegeben, auch eine einseitige Tabelle mit den Werten der trigonometrischen Funktionen, ebenso ein knapp gehaltenes Literaturverzeichnis. Der Aufbau und der geringe Umfang des Büchleins lassen den fehlenden Index entbehrlich erscheinen.

F. Machatschki, Wien.

Röntgenkartei zur Bestimmung von Ton- und Sedimentmineralien. Von *H. Urban.* (Opscula Mineralogica et Geologica: V.) Mit 3 Textabb. und 50 Diagrammen auf 25 Tafeln, IV, 37 S. Kettwig/Ruhr: Feller-Nottuln. 1954. DM 16.80.

Eingeleitet wird die Kartei durch eine Anleitung zur Auswertung von Pulveraufnahmen zwecks Bestimmung der d-Werte unter Berücksichtigung der notwendigen Korrekturen; dabei wird mit Recht darauf hingewiesen, daß die typischen Tonsilikatmineralien besonders gut mit Hilfe der Basisinterferenzen identifiziert werden können, zu deren Hervorstellung das gewöhnliche Pulververfahren zweckmäßig nach Richtung von Texturaufnahmen hin abgeändert werden muß. In der Folge gliedert sich die Broschüre in einen Textteil, in eine Übersichtstabelle und in den Tafelteil.

Im Textteil werden für die einzelnen Mineralgattungen die besonders charakteristischen Linien angegeben, manchmal werden auch besonders bemerkenswerte Unterschiede gegenüber Mineralien mit sonst ähnlichen Diagrammen hervorgehoben; so werden ungefähr 60 Mineralien nach ihren Pulverdiagrammen charakterisiert. Für einige Mineralien sind schon hier Linientabellen aufgestellt; angegeben werden dann die d-Werte, die Intensitäten (wie auch später entweder numerisch geschätzt oder nach der üblichen Abstufung von ss zu stst). — In der Übersichtstabelle sind die behandelten Mineralien nach der Abnahme der d-Werte ihrer stärksten Linien geordnet. — Der Tafelteil bringt für die behandelten, in Sedimenten häufigen Mineralien die nach den d-Werten auf Millimeterpapier übertragenen Pulverdiagrammlinien mit ihren geschätzten Intensitäten; außerdem sind auf der Rückseite jedes Diagramms wieder die d-Werte und die Intensitäten in Tabellenform angegeben.

Es steht außer Zweifel, daß die recht reichhaltige Kartei für den Sedimentpetrographen sehr nützlich ist. *F. Machatschki,* Wien.

Suomen kallioperä (Der Felsgrund Finnlands). Von *Heikki Väyrynen.* Mit 69 Abb. und Karten, 260 S. Helsinki: Otava. 1954.

Dieses erste Lehrbuch der Geologie Finnlands (in finnischer Sprache) ist nicht nur ein Lehrbuch, sondern es befaßt sich auch mit ganz neuen Problemen, die dazu beitragen werden, das Studium der Geologie des Landes in neue Bahnen zu leiten. Als erste Zusammenfassung der in den letzten Jahrzehnten durchgeführten Feldarbeit begrüßen die finnischen Geologen dieses Werk, das besonders dem jungen Geologen einen guten Überblick über die Geologie seines Landes gibt. Das Fehlen einer zusammenfassenden Arbeit über die Geologie Finnlands wurde von der jungen Generation schon lange bedauert. Aber nicht nur die finnischen Geologen werden sich für dieses Werk interessieren; bekanntlich ist das Interesse zum Archäischen Grundgebirge Finnlands auch im Ausland immer sehr groß gewesen.

Väyrynen stellt fest, daß das Problem der Altersfolge im finnischen Grundgebirge an einem toten Punkt angelangt ist. Die neueren Forschungsergebnisse stehen im Widerspruch zu den älteren, weil man auf die Stratigraphie im Grundgebirge verzichtete und die Systematik auf den verschiedenen Granittypen aufzubauen versuchte; gerade die Unterscheidung der Granittypen voneinander ist aber das schwerste Problem geworden. So muß man nach dem Verf. mehr denn je die Aufmerksamkeit auf die Stratigraphie der Sedimentformationen lenken, indem man aber nicht die aktualistische Methode als solche immer gebrauchen darf. Er unterstreicht, daß es sich hier um die ältesten Formationen der Erdrinde handelt, zur Zeit deren Entstehung auch andere physikalisch-

chemische Verhältnisse geherrscht haben müssen. Der Aktualismus könnte bei der Untersuchung dieser Formation manchmal sogar irreführend sein. Der Verf. hebt die Bedeutung der Großtektonik hervor und bemerkt, daß man auch auf diesem Gebiet im finnischen Grundgebirge sich wohl hauptsächlich auf eigene Erfahrung stützen muß, da die Gesetze und Typen der Grundgebirgstektonik noch nirgends geklärt worden sind; dabei wird vor Schlußfolgerungen in begrenzten Gebieten gewarnt.

Im ersten einführenden Kapitel werden die wichtigsten Begriffe der Sedimentgeologie, der Stratigraphie, der Gesteinsmetamorphose und der Tektonik behandelt. Das zweite Kapitel behandelt die jüngsten Sediment- und Eruptivgesteine Finnlands (Kambro-Silurische Formation, Jotnische Sandsteinformationen, die Schlammformation von Muhos, die Olivindiabasgänge, die Nephelingesteine und die Vulkanreste). Im dritten Kapitel wird die Pauschalzusammensetzung des finnischen Felsgrundes erörtert. Dann folgt eine eingehende Beschreibung verschiedener Eruptivgesteinstypen und der kristallinen Schiefer. Hier werden auch die Kalksteine und Dolomite behandelt. Nach der Beschreibung des allgemeinen Baues, der Entstehung und des Alters des Grundgebirges wird die Einteilung vorgetragen. *Väyrynen* unterscheidet drei Hauptgebiete:

I) Svekofennidisches; II) Karelisches und III) Lappländisches.

Die neun Schiefergebiete werden speziell behandelt:

1. Leptitzone, 2. Tampere-, 3. Pohjanmaa-, 4. Savo-Karelische-, 5. Kainuu-, 6. Nord-Pohjanmaa-, 7. Peräpohja-, 8. Hinter-Kainuu- und 9. Zentral-Lappländisches Schiefergebiet. Wo es notwendig ist, werden die Formationen über die Grenzen des Landes verfolgt. Der Umfang der verschiedene Hauptgebiete behandelnden Kapitel ist verschieden. Je nach dem Stand der Kartierungsarbeiten sind manche Gebiete eingehender behandelt als die anderen. Die Beschreibung der Geologie Süd-Finnlands ist auf Schwierigkeiten gestoßen, da der weitaus größte Teil davon schon vor 60 bis 70 Jahren kartiert wurde. Die Gebiete, wo vom Verf. selbst eingehende Studien durchgeführt worden sind, wie z. B. das Pohjanmaa-Schiefergebiet, das Kainuu-Schiefergebiet und auch das gesamte Karelisch-Lappländische Hauptgebiet werden sehr erschöpfend behandelt. Der Verf. vertritt die Ansicht, daß die Auswirkung der Karelischen Orogenie auf die Svekofenniden viel größer gewesen ist, als man es bis jetzt für möglich gehalten hatte.

Man möchte sagen, das Hauptgewicht des Buches liegt in der Behandlung dieser Formationen. Auf die Literatur wird im Text hingewiesen. Das Buch hat ein Literaturverzeichnis, wo die bedeutendsten Originalarbeiten über die Geologie Finnlands erwähnt werden; für die Leser dieser Zeitschrift ist von besonderem Interesse, daß auch fast alle mineralogisch-petrographischen Arbeiten angeführt werden.

Im letzten Kapitel wird ein kurzer Überblick über den tektonischen Bau des finnischen Grundgebirges gegeben. Leider ist dieser Teil sehr verkürzt, wahrscheinlich aus Platzmangel. Man hätte hier gerne mehrere Profile und Karten gesehen. Am Ende gibt der Verf. eine Gliederung der präkambrischen Formationen Finnlands. Im Inhaltsverzeichnis findet einer, der auch die Sprache nicht kennt, leicht die nötigen Stellen und somit die Literaturhinweise.

Väyrynen gibt mit seinem Buch der jungen Generation nicht nur ein gutes Lehrbuch, sondern auch viele neue Gedanken und kühne Hypothesen. Es ist zu hoffen, daß dieses Buch als erste Zusammenfassung der Geologie Finnlands auch in eine der großen Fremdsprachen übersetzt wird.

A. Volborth, z. Z. Wien.

Nachrichten.

Professor Dr. *F. Machatschki*, Wien, wurde zum Korrespondenten der Geological Society of America gewählt.

Berichtigungen.

Zur Arbeit: *H. Haberlandt* und *E. Schroll:* „Über den Wert oder Unwert der Spurenelement-Analyse" usf. Diese Zschr. Bd. 5, H. 1—2 (1954).

In der Fußnote auf S. 110 der oben angeführten Arbeit haben wir auf eine Veröffentlichung von *J. Jedwab* (Brüssel): „Sur la définition des éléments typochimiques" Bezug genommen, wobei durch Übersetzungsfehler eine irrtümliche Auslegung erfolgt ist, welche hier richtiggestellt werden soll. In der 4. Zeile von unten wäre in unserer Fußnote zu korrigieren: „kristallchemische Elemente" („éléments cristallochimiques") statt „kristallomorphe Elemente".

Ferner soll festgestellt werden, daß die Definition der typochemischen Elemente im Sinne von *Jedwab:* für ein typochemisches Element in einem speziellen Mineral ist die Paragenese bestimmend, von unserer Definition: typochemische Spurenelemente sind solche, welche für einen bestimmten, geochemisch bedingten Bildungsvorgang eines Minerales kennzeichnend sind, *grundsätzlich nicht verschieden ist.* Beide Definitionen können nämlich in Übereinstimmung gebracht werden, wenn statt dem Wort Paragenese unsere Bezeichnung: Element-Mikroparagenese gesetzt wird.

Die Ausdrücke „typochemisch" und „kristallchemisch" überschneiden sich insoferne, als kristallchemisch in Mineralien eingebaute Elemente unter Umständen auch typochemisch sein können. (Unglücklicherweise ist im Reindruck unserer Arbeit die erste Zeile unserer Fußnote auf S. 111 über den Schlußstrich gestellt worden, wodurch der Zusammenhang gestört ist. Wir schrieben dort folgendes: „Dabei können nach unserer Systematik sowohl kristallchemisch eingebaute, als auch in beigemengten Spurenmineralien vorhandene Spurenelemente als typochemisch bezeichnet werden.")

Demgemäß wäre daher die Zweckmäßigkeit der Verwendung des Ausdruckes: „kristallchemisch" gegenüber „typochemisch" für die Systematik der Spurenelemente sehr zu überlegen.

Wir hoffen, daß Herr *J. Jedwab*, dem wir eine schöne Arbeit über Zinnbestimmungen in Pegmatitmineralen verdanken, mit dieser Klarstellung einverstanden ist und glauben auf diese Weise auch eine Anregung zur Verbesserung der Bezeichnung und Einteilung der verschiedenen Spurenelemente geben zu können.

Zur Buchbesprechung: „Spot Tests" von *Fr. Feigl.*
S. 140 letzte Zeile unten: Statt: „Natriumfluorit" richtig: „Natriumchlorid".

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Die Mineralparagenese im Lithiumpegmatit von Viitaniemi (Zentralfinnland) vom geochemischen Standpunkt.

Von

A. Volborth, Helsinki, zur Zeit Wien.

Mit 4 Textabbildungen.

(Eingelangt am 23. Mai 1955.)

Der Pegmatit von Viitaniemi ist erst im Jahre 1935 entdeckt worden, als man auf der Suche nach abbauwürdigem Feldspat war. Im Bezirk Eräjärvi waren damals schon mehrere Pegmatitfundstätten bekannt, die aber bereits ausgebeutet waren; jetzt ist dieser Feldspatbruch der zweitgrößte in Finnland mit einer Produktion von zirka 3000 bis 4000 Tonnen erstklassigem Kalifeldspat und 30 bis 60 Tonnen Amblygonit. Andere Nebenprodukte sind Glimmer, Beryll und Columbit (*Volborth,* 1954 c).

Bevor ich auf den Viitaniempegmatit näher eingehe, will ich einige allgemeine Worte über die wichtigsten und bekanntesten Pegmatitgegenden Finnlands sagen. Im fennoskandischen Urgebirge Finnlands kennt man vier typische Pegmatitfelder (außer Pitkäranta und Impilahti, die nicht mehr auf finnischem Gebiet liegen, *Eskola,* 1952; *Saksela,* 1951; *Trüstedt,* 1907). Im karelischen Urgebirge, also Ostfinnland, kennt man bis jetzt nur einzelne Pegmatite und keine eigentlichen Pegmatitscharen, die ja für die Erscheinungsweise der komplexen Pegmatite so charakteristisch sind. Die geochemisch interessanten Sallapegmatite (*Lokka,* 1950) liegen auch nicht mehr auf finnischem Gebiet.

Die vier uns bekannten Pegmatitfelder sind: 1. Auf der Insel Kemiö in Südwestfinnland; 2. im Gebiete der Gemeinden Tammela und Somero, auch Südwestfinnland; 3. die Pohjanmaapegmatite mit Kaatiala im Nordwesten der finnischen Halbinsel und 4. die Eräjärvipegmatite, zu denen auch Viitaniemi zählt (siehe Abb. 1).

Die Kemiöpegmatite liegen im Dioritgabbro, teilweise im Leptit. Geochemisch werden diese Pegmatite durch Ytter-Erden (Y, Sc),

Ta und Be, sowie Borarmut charakterisiert. Sie sind von *Pehrman* (1945) beschrieben worden.

Die Tammelapegmatite liegen im Granit und Granitgneis und teilweise im Biotitglimmerschiefer. Geochemisch treten hier vor allem Ta und daneben Nb auf. *Mäkinen* hat bereits 1912 diese Pegmatite beschrieben.

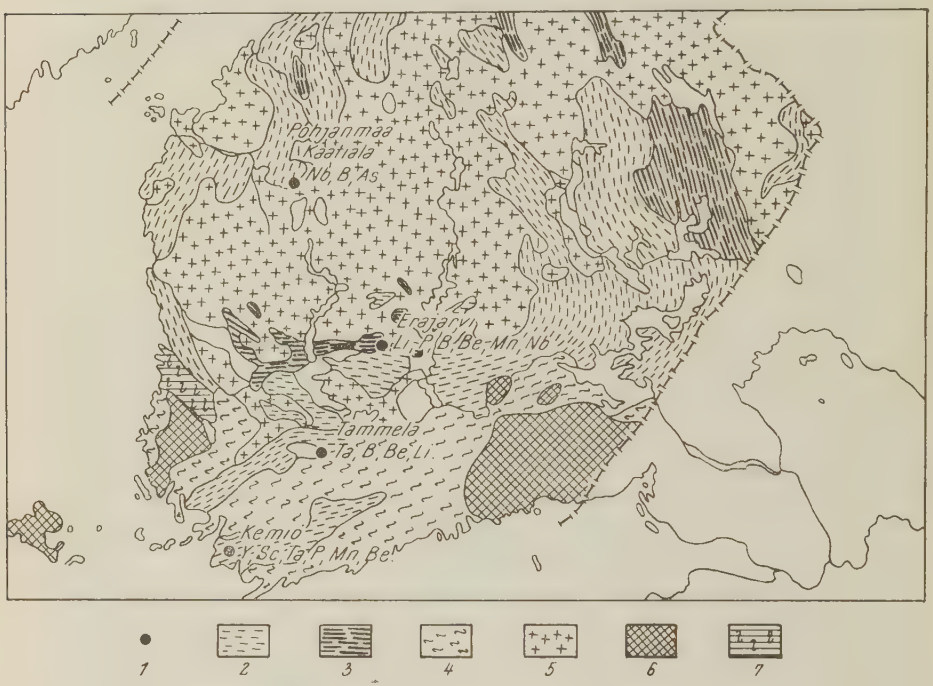


Abb. 1. Die Pegmatitgebiete Finnlands. 1 Pegmatitfelder geochemisch charakterisiert. 2 Glimmergneise. 3 Glimmerschiefer und Quarzite. 4 Migmatite. 5 Granite. 6 Rapakivi. 7 Sandstein mit Olivindiabasgängen.

Die Pohjanmaapegmatite erscheinen in einem mehrere tausend einzelne Pegmatitkörper umfassenden Gebiet, welches in Biotitplagioklas-, Hornblendegneisen, Biotitglimmerschiefern und Graniten liegt. Diese tektonisch sehr inhomogene Formation umfaßt etwa 2500 km^2; die Pegmatite sind in diesem Gebiet jedoch ganz besonders häufig (*Laitakari*, 1942; *Saksela*, 1933). Charakteristisch für diese Pegmatite ist der Reichtum an Bor. Es gibt einzelne Vorkommen im Bezirk Veteli (*Laitakari*, 1942, S. 64), wo z. B. der Turmalin in massiven Anhäufungen vorkommt, so daß die Bauern sogar versucht haben, diesen als „Finnische Steinkohle" zu gewinnen. Mineralogisch von größtem Interesse ist der Pegmatit von Kaatiala

(*Laitakari*, 1914, 1915; *Tavela*, 1949; *Volborth*, 1951; *Nieminen*, 1954), wo bis zu 3 m lange und 20 cm dicke Turmalinkristalle den ganzen Pegmatitkörper durchqueren. Dieser Pegmatit ist geochemisch besonders durch Nb und As gekennzeichnet.

Die Eräjärvipegmatite liegen in der Glimmerschieferzone von Tampere (*Sederholm*, 1897; *Seitsaari*, 1951). Auf der Landenge zwischen den Seen Längelmävesi und Eräjärvi kommen sie besonders zahlreich vor (siehe Abb. 2). Das erwähnte Glimmerschiefergebiet erfaßt unter anderem Biotitglimmerschiefer, Phyllite, Sericit-

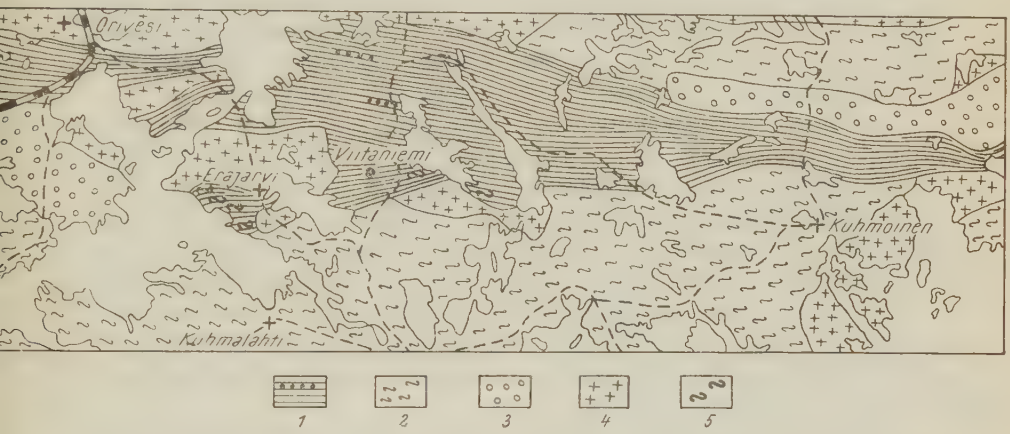


Abb. 2. Geologie des östlichen Zweiges der Schieferzone von Tampere. Unter Mitbenutzung der Karte von *Sederholm*. 1 Biotitglimmerschiefer, Phyllit, Konglomeratzwischenlager. 2 Glimmergneise. 3 Porphyrgranit. 4 Granit, gleichkörnig. 5 Pegmatitreiche Gebiete im Glimmerschiefer.

schiefer, Amphibolitschiefer und Leptite. Es gehört zu den ältesten Formationen des finnischen Urgebirges. Die bekannten „Kohlensäcke" (corycium enigmaticum), einer der ältesten Fossilienreste, stammen aus dieser Glimmerschieferzone. Geochemisch ist dieses ganze Gebiet durch besonderen Borreichtum gekennzeichnet. Nach den letzten Untersuchungen von *Simonen* und *Kouvo* (1951, S. 102 und 103) enthalten diese Schiefer von 0·03 bis 0·1% B, stellenweise sogar bis 1·0% B. Dies bedeutet eine etwa dreißigfache Anreicherung in bezug auf normalen Borgehalt der marinen Sedimente. Die Pegmatite im Gebiet Eräjärvi sind durch B, Be, P, und im Falle Viitaniemi durch Li, gekennzeichnet.

Wie schon erwähnt, liegt der Viitaniemipegmatit im Biotitglimmerschiefer, abseits von den anderen Eräjärvipegmatiten. Zwar wurden in den letzten Jahren auch weitere größere Pegmatitkörper hier entdeckt. Diese sind aber bei weitem nicht so häufig

und dicht aneinanderliegend, wie die Granitpegmatite zwischen den beiden Seen Eräjärvi und Längelmävesi. Der Viitaniemipegmatit unterscheidet sich paragenetisch scharf von den anderen hier vorkommenden Pegmatiten. Es haben bei ihm ungewöhnlich starke Verdrängungen und Wiederausscheidungen stattgefunden. So sind hier besonders die leichtflüchtigen Komponenten angereichert und haben den alten Zonenbau des Pegmatits sehr zerstört und schwer erkennbar gemacht. Dafür aber bieten der Mineralreichtum und die zahlreich auftretenden Mineralgenerationen ein höchst interessantes Forschungsthema.

In Viitaniemi unterscheidet man bei genauerer Betrachtung doch den Zonenbau des Pegmatits (*Volborth,* 1954 b), und zwar alle die Zonen, die von *Cameron* und Mitarbeitern (1949) für Granitpegmatite statistisch für charakteristisch bewiesen worden sind.

Die *Kontakt-* oder *Randzone* (siehe Abb. 3) (Border Zone oder der sogenannte Salband der Pegmatite) ist hier durch die Orientierung der Minerale gegenüber dem Kontakt gekennzeichnet. Die Korngröße überschreitet selten 1 cm Durchmesser und ist gewöhnlich einige Millimeter. Von den Mineralien sind der Muskovit, der Turmalin und der Beryll deutlich orientiert. Die Muskovitpakete liegen mit ihren c-Achsen parallel zum Kontakt. Turmalin und Beryll wachsen perpendikular zum Kontakt und haben oft konischen Habitus. Die Mächtigkeit dieser Zone beträgt nur einige Zentimeter oder höchstens 10 cm.

Die *Wandzone* (Wall Zone) ist grobkörniger, oft einige Meter mächtig und ist vom Kontakt nicht mehr beeinflußt. Hier scheiden sich oft bedeutende Turmalinmengen ab. Die späteren Umkristallisationserscheinungen haben besonders diese Zone betroffen. Der Übergang zur sogenannten

Zwischenzone (Intermediate Zone) ist schwer wahrzunehmen. Dort wo die Größe der Mikroklinperthitindividuen von einigen Zentimetern Durchmesser sprunghaft auf einige Meter anwächst, wurde die Grenze gezogen. Oft wächst aber die Größe dieser Kristalle gleichmäßig an und eine sprunghafte Veränderung ist kaum wahrzunehmen. In diesem Falle wurden 20 cm Durchmesser bei einzelnen Kristallen als Grenzmaß angenommen. Der in der Wandzone sonst so häufig vorkommende Schriftgranit kommt in Viitaniemi nicht vor. Eine sehr grobkörnige schriftgranitähnliche Verwachsung trifft man allerdings in der Zwischenzone. Hier sind die einzelnen Quarzkörner, die in meterlangen Mikroklinperthitindividuen schriftgranitisch angeordnet sind, oft bis 2 cm Durchmesser. Diese Zone ist annähernd bimineralisch, bestehend aus meterlangen Feldspatkristallen, die in großen, derben Quarzmassen liegen.

Wo der reine Quarz größere Körper bildet, sind wir im *Kern* des Pegmatits. Der Viitaniemipegmatit hat mehrere Kerne, die durch spätere Umkristallisationserscheinungen sehr stark beeinflußt worden und oft sehr schwer zu erkennen sind.

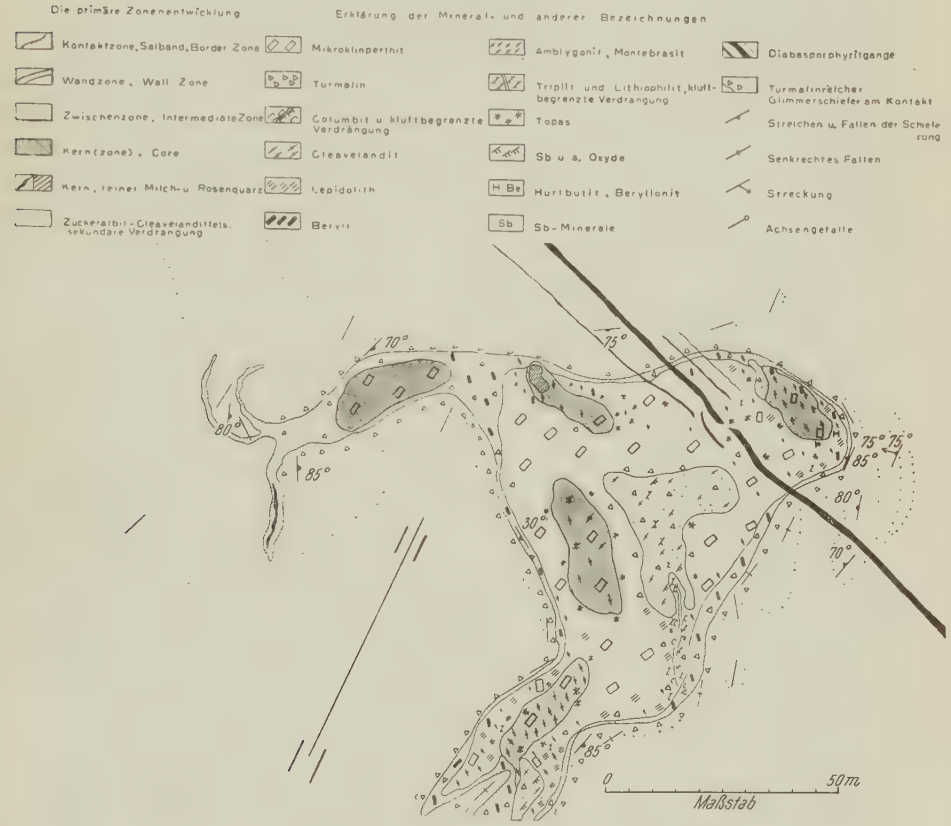


Abb. 3. Zonenbau im Viitaniemi-Pegmatit.

Von den sekundären Verdrängungen sind hier besonders die starke Albitisierung und die kompakten Albit-Cleavelandit-Verdrängungskörper im Pegmatitinneren zu nennen.

Sämtliche Phosphate, außer den ersten Generationen von Apatit, sind durch Verdrängung anderer Mineralien später entstanden. Die Ausscheidung der Phosphate ist besonders interessant, da die Phosphate hier sehr reichlich vorkommen und eine eigene Periode in der Bildungsgeschichte des Pegmatits darstellen. Während dieser Phosphatphase wurde eine ganze Reihe seltener Li-, Mn-, Fe- und Be-Phosphate in mehreren Generationen gebildet. Dies beweist, daß es

sich nicht um eine kurzfristige Periode handelt, sondern um eine komplizierte, periodisch fortschreitende Phosphatisierung, die den ganzen Pegmatit innerlich stark umgeformt hat.

In Viitaniemi wurden vorläufig unter anderem folgende seltene Phosphate beobachtet: Triplit $MnFe(PO_4)F$ m, Lithiophilit $Li(Mn, Fe)PO_4$r, — Sicklerit $LiFe^{+3}Mn(PO_4)_2$r, — Purpurit $(Fe^{+3}, Mn^{+3})(PO_4)$r, Amblygonit-Montebrasit $LiAl(PO_4)(F, OH)$ trk (*Volborth*, 1951), Beryllonit $NaBe(PO_4)$m, — Hurlbutit $CaBe_2(PO_4)_2$r, — Herderit $CaBe(PO_4)(OH, F)$m, — Väyrynenit $MnBe(PO_4)(OH, F)$m (*Volborth*, 1954 a), Morinit $Na_2Ca_4Al_4(PO_4)_4(OH)_4F_6 \cdot 3H_2O$ oder $(Ca, Na)_3Al_2(PO_4)_2(F, OH)_{4-6} \cdot H_2O$ m, Jezekit $Na_4CaAl_2(PO_4)_2(F, OH)_4O$? m, Ca-Hureaulit $Mn_5Ca(PO_4)_4 \cdot 4H_2O$ m, Hureaulit $Mn_5H_2(PO_4)_4 \cdot 4H_2O$ m, Varulit $(Na_2Ca)(Mn^{+2}, Fe^{+2})_2(PO_4)_2$r.

Genetisch gesehen sind die Reihen Lithiophilit—Sicklerit—Purpurit und Beryllonit—Hurlbutit—Herderit—Väyrynenit interessant.

Die erste Reihe ist ein anschauliches Beispiel für die im Pegmatit stattgefundenen Oxydationserscheinungen und Verwitterungserscheinungen. Im Lithiophilit wird zuerst das Eisen zum Fe^{+3} oxydiert; es bildet sich Sicklerit. Wird auch Mn oxydiert, so entsteht Purpurit. Diese Reaktionen verlaufen teilweise unter dem Einfluß von vadosen Wässern.

Die Reihe der Be-Minerale ist insofern interessant, da man vorher nirgends in einem Pegmatit mehrere Be-Phosphate gefunden hat. So konnte man hier eindeutig die Kristallisationsfolge dieser außerordentlich seltenen Phosphate bestimmen. So ist z. B. Beryllonit, mit dem die Ausscheidung der Be-Phosphate beginnt, früher nur aus Stoneham und Newry, Maine, USA, bekannt. Hurlbutit, der hier deutlich als Umwandlungsprodukt des Beryllonits erscheint, kennt man in der Literatur erst seit 1952 (*Mrose*, 1952). Dieses Mineral wurde gleichzeitig in Viitaniemi und New Hampshire 1949 entdeckt. Der Herderit ist aus mehreren Pegmatiten, wie z. B. Ehrenfriedensdorff in Sachsen, Epprechtstein und Reinersreuth im Fichtelgebirge, Bayern, bekannt. In Viitaniemi hat sich der Herderit aus Hurlbutit gebildet. Diesen Vorgang kann man sehr schön in Dünnschliffen beobachten. Da der Hurlbutit mehr BeO ($\sim 21{\cdot}5\%$) als der Herderit ($\sim 15{\cdot}5\%$) enthält, erklärt sich der bei Herderitanalysen übliche BeO-Überschuß, wenn man Hurlbutitreste im Herderit annimmt.

Der Väyrynenit ist in Viitaniemi teilweise aus Herderit durch Einwirkung Mn-reicher Lösungen entstanden. Paragenetisch steht Väyrynenit etwas abseits von den vorher erwähnten symplektitisch verwachsenen Be-Phosphaten und kommt in Drusen vor, welche

glasklare, rosarote Kristallaggregate bilden. Das Mineral ist eine der spätesten Ausscheidungen aus den juvenilen Lösungen im Pegmatit und ist teilweise primär aus diesen entstanden. Paragenetisch ist Väyrynenit mit Morinit (karminrot), Jezekit (rosarot bis farblos), Hureaulit (rosarot) und der letzten Generation von Mn-Apatit verbunden. Die Edeltopase der dritten Generation und der feinschuppige, gelbe Glimmer (Gilbertit) gehören auch in diese Mineralgemeinschaft.

Besonders interessant erschien die Untersuchung der Verteilung der leichtflüchtigen und seltenen Elemente im Pegmatit. Hier verfolgte man zwei Ziele: Man versuchte festzustellen, wann die Hauptmengen bestimmter Elemente ausgeschieden wurden und untersuchte die Konzentrationsschwankungen der seltenen Alkalien während der Phasen der Pegmatitbildung, indem man deren Gehalt in den verschiedenen Generationen desselben Minerals bestimmte.

Die Kristallisationsgeschichte des Viitaniemi-Pegmatits (siehe Abb. 4) ist geochemisch betrachtet folgende: In der epimagmatischen Phase (800 bis 700° C) scheiden sich hauptsächlich, außer den üblichen Silikaten, viel Turmalin und Apatit aus. Diese Phase ist also durch B charakterisiert. In der pegmatitischen oder graphischen Phase (700 bis 600° C) wird schon Beryll ausgeschieden, sonst sind die Verhältnisse ähnlich wie in der vorhergehenden Phase.

In der pegmatoidischen Phase (600 bis 500° C) sind große Mengen von Turmalin (Verdelith) und Beryll entstanden. Mit dem hier zum größten Teil auskristallisierten Mikroklinperthit sind auch beträchtliche Mengen von Rb ausgefallen. Diese Phase wird daher durch B, Be und auch Rb gekennzeichnet (siehe *Fersman*, 1936).

Die Konzentration der flüchtigen Elemente in den Lösungen, die den so entstandenen Pegmatit später gänzlich umgeformt haben, erlitt mehrere Schwankungen. Am Anfang der überkritischen Phase (500° C) schieden sich große Mengen von Rb-Mikroklinperthit, Topas, Columbit, Triplit und Lithiophilit aus. Rb, Li, Nb, Mn, Fe, P und F sind also charakteristisch für den Eintritt der Verdrängungslösungen, die dann noch an Li und F reicher wurden, was durch Ausscheidung großer Mengen Montebrasit, Topas und anderer fluorhaltigen Minerale am Ende dieser Phase bestätigt wird. An der Grenze zwischen der überkritischen und der hydrothermalen Phase (400° C) scheiden sich größere Mengen der obenerwähnten Be-Phosphate aus. Dies läßt uns vermuten, daß hier neue Be- und P-reiche Lösungen eingebrochen sind, da sonst die Hurlbutit-Herderit-Pseudomorphosen nach Beryll schwer zu erklären wären (Beryll $\approx$ 10—14% BeO, Hurlbutit $\approx$ 20—21% BeO). Nach der Ausscheidung der extrem fluorreichen Minerale wie Morinit ($\approx$ 13% F),

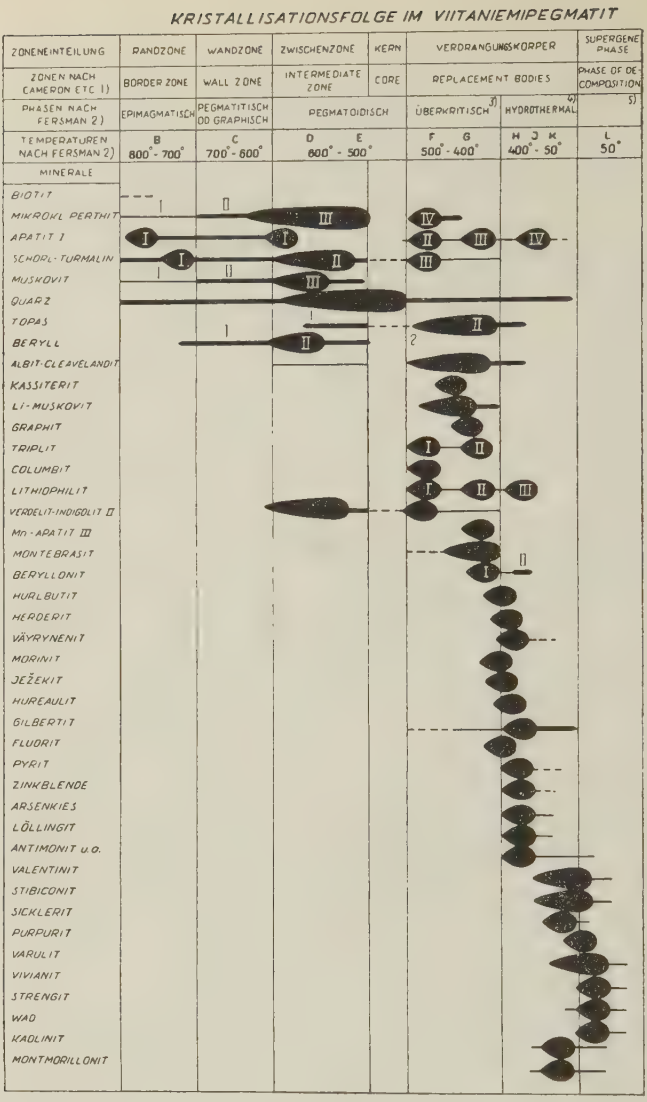


Abb. 4.

Unbedeutende Mengen vom Mineral wurden vermutlich ausgeschieden, die Kristallisation wahrscheinlich ohne Unterbrechen fortgesetzt.

Unbedeutende Mengen vom Mineral wurden ausgeschieden, die Kristallisation wurde ohne Unterbrechen fortgesetzt.

Bedeutende Mengen vom Mineral wurden ausgeschieden.

Hauptmengen vom Mineral wurden auskristallisiert.

Hauptmengen vom Mineral wurden während einer längeren Periode ausgeschieden.

? Ausscheidung vom Mineral wird vermutet, konnte noch nicht bewiesen werden.

I. II. III... Generationen.

1) *Cameron* (1949).

2) *Fersman* (1936, S. 6—7, 10—11).

3) Entspricht der „High Temperature Hydrothermal Phase" in Varuträsk, siehe *Quensel* (1952, S. 54—56).

4) Entspricht der „Intermediate Temperature Hydrothermal Phase" in Varuträsk, siehe *Quensel* (1952, l. c. S. 55).

5) Quensel (1952, l. c. S. 56).

Jezekit (≈ 8% F), Topas (≈ 13—12% F) und Apatit (≈ 4% F), setzten die eigentlichen supergenen Veränderungen ein. Diese Phasen interessieren uns nicht mehr vom geochemischen Standpunkt, da mit ihnen schon die der Verwitterung ähnlichen Reaktionen beginnen und die Kristallisation der pegmatitischen Lösungen aufhört. Es entstehen die oben erwähnten Minerale, wie Sicklerit, Purpurit, Varulit, sowie weitere Umwandlungsprodukte der Phosphate, z. B. Vivianit und Strengit. Andere, während dieser Phasen entstandene, supergene Minerale sind: Valentinit, Stibiconit, Wad, Kaolinit und Montmorillonit sowie zahlreiche, noch nicht näher untersuchte Umwandlungsprodukte.

Spektrographische Analysen haben gezeigt, daß sich die seltenen Alkalimetalle Cs und Rb während der ganzen Kristallisation anreichern. So ist z. B. das Rb im Mikroklinperthit der dritten Generation zweifach angereichert (I — 0·48%, II — 0·65%, III — 0·88% Rb). Auch in den Glimmergenerationen von Muskovit bis Lepidolith reichert sich das Rb zehnfach an (0·15% bis 1·27% Rb).

Das Cs folgt dem Rb, ist aber mengenmäßig untergeordnet. Besonders klar kommt die Anreicherung des Cs im Beryll zum Vorschein. Der gelbliche Beryll der ersten Generation enthält nur etwa 0·03% Cs, der rötliche Beryll der zweiten oder dritten (?) Generation jedoch zehnfache Menge an Cs (0·28% Cs).

Wenn man den Cs- und Rb-Gehalt in den Viitaniemi-Mineralien mit dem Gehalt an diesen Elementen entsprechender Minerale aus anderen, genau untersuchten Pegmatiten vergleicht, findet man keine deutlichen Unterschiede. Dieser Umstand bringt uns dem Gedanken nahe, daß noch nicht alle primären Minerale, die in Viitaniemi vorkommen, gefunden worden sind. Man hätte besonders hier den Pollucit zu erwarten und auch den eigentlichen Rb-Mikroklin mit etwa 3% Rb_2O, wie man ihn z. B. in Varuträsk findet.

Der Reichtum an Phosphaten in Viitaniemi spricht nicht dafür, daß man hier die beiden, in anderen Li-Pegmatiten so häufigen Li-Silikate, wie Petalit und Spodumen finden könnte. Das ganze Li konnte anscheinend im Montebrasit ausgeschieden werden. Natürlich ist es nicht ausgeschlossen, daß man hier doch die beiden Li-Silikate finden könnte.

Es sind noch einige Worte über die Verteilung der sich tarnenden Spurenelemente wie Ga und Ge zu sagen. Ga ist in Verdelith-Turmalin, Lepidolith und Beryll etwa zehnfach und Ge im Topas etwa hundertfach (≈ 0·1% Ge) im Verhältnis zu anderen Mineralien angereichert (siehe *Papish,* 1929). Außerdem ist noch spektrographisch die Verteilung von In, Pb, Ti, Tl, V, Zr, Y u. a. untersucht worden,

aber es konnten vorläufig keine klaren Gesetzmäßigkeiten erfaßt werden.

Wie aus dem oben Gesagten hervorgeht, handelt es sich hier um einen ausgesprochenen Li-, Be- und Phosphat-Pegmatit. Selten trifft man einen Pegmatit, der so viele verschiedene Umkristallisationserscheinungen aufzuweisen hat. Hierdurch erklärt sich die große Mannigfaltigkeit der hier vorkommenden Minerale. Im ganzen sind bereits 44 verschiedene Minerale gefunden worden, die ihren Chemismus während der Kristallisation jedoch stark geändert haben und von denen viele in mehreren Generationen anzutreffen sind.

Herrn Dr. *A. Preisinger* will ich für die sprachliche Korrektur der Handschrift sowie für wertvolle kritische Bemerkungen meinen tiefsten Dank aussprechen.

Die Durchführung dieser Arbeit wurde mir durch die Stipendien der Stiftungen *Suomen Kulttuurirahasto, Suomen Luonnonvarain Tutkimussäätiö* und *Outokumpu Oy:n Stätiö* ermöglicht.

Literatur.

Cameron, E. N., R. H. Jahns, A. H. McNair und *L. R. Page* (1949), Internal structure of Granitic Pegmatites. Economic Geology, Monograph 2, Urbana, 111. — *Eskola, Pentti* (1952), Around Pitkäranta. Ann. Acad. Sci. Fenn. A III 27. — *Fersman,* Ферсман *A. E.* (1936), Геохимия конечной Магматической кристаллизации, Пегматиты СССР. II. — Изд. Акад. Наук СССР. Москва-Ленинград. Geochemie der magmatischen Endkristallisation. Pegmatite der UdSSR. II. Akademie der Wissenschaften. Moskau-Leningrad. — *Laitakari, A.* (1914), Kuortaneen Pegmatiitti. Manuskript im Geologischen Institut der Universität Helsinki. — *Laitakari, A.* (1915), Tagebuch und Karte in den Archiven der geologischen Landesanstalt, Helsinki. — *Laitakari, A.* (1942), Geologische Karte Finnlands, Blatt B 3, Vaasa, Erklärungen. — *Lokka, Lauri* (1950), Contributions to the knowledge of the chemistry of the radioactive minerals of Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 149. — *Mrose, Mary E.* (1952), Hurlbutite, $CaBe_2(PO_4)_2$, a new mineral. Am. Min. 37, S. 931. — *Mäkinen, Eero* (1912), Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland und ihre Minerale. Bull. Comm. géol. Finlande 35. — *Nieminen, K.* (1954), The Pegmatite quarries of Kaatiala. The Mines and Quarries of Finland. Geoteknillisiä julkaisuja, Nr. 55, S. 89. Geologinen Tutkimuslaitos, Helsinki. — *Papish, Jakob (1929),* New occurences of germanium. II. The occurence of germanium in silicate minerals. Econ. Geol. 24, S. 470. — *Pehrman, Gunnar* (1945), Die Granitpegmatite von Kimito (Südwestfinnland) und ihre Minerale. Medd. från Åbo Akademis Geol. Min. Inst., Nr. 26. — *Quensel, Percy* (1952), The Paragenisis of the Varuträsk Pegmatite. Geological Magazine, Vol. LXXXIX, Jänner-Februar, S. 49—60. — *Saksela, Martti* (1933), Geologische Karte Finnlands, Blatt B 4, Kokkola, Erklärungen. — *Saksela, Martti* (1951), Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkärantaerze. Bull. Comm. géol. Finlande 154. — *Sederholm, J. J.* (1897), Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Comm. géol. Finlande 6. — *Seitsaari, Juhani* (1951), The schist belt northeast of Tampere in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 153. — *Simonen, Ahti* und *Olavi Kouvo* (1951),

Archean varved schists north of Tampere in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 154, S. 93. — *Tavela, M.* (1949), Bericht an Suomen Mineraali Oy, Helsinki. — *Trüstedt, Otto* (1907), Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. Bull. Comm. géol. Finlande 19. — *Volborth, A.* (1951), Montebrasit (Amblygonit) von Eräjärvi. Bull. Comm. géol. Finlande 1954, S. 171. — *Volborth, A.* (1951), Bericht an Suomen Mineraali Oy, Helsinki. — *Volborth, A.* (1954 a), Väyrynenit $BeMnPO_4(OH, F)$, ein neues Mineral. Anzeiger der Math.-naturw. Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Nr. 2. — *Volborth, A.* (1954 b), Phosphatminerale aus dem Lithiumpegmatit von Viitaniemi, Eräjärvi, Zentralfinnland. Ann. Acad. Sci. Fenn. A III. Geol.-Geogr. 39. — *Volborth, A.* (1954 c), The Pegmatite quarry of Viitaniemi. The Mines and Quarries of Finland. Geoteknillisiä julkaisuja, Nr. 55, S. 91. Geologinen Tutkimuslaitos, Helsinki.

Aus dem Institut für angewandte Mineralogie und Petrographie und dem Geologischen Institut der Technischen Hochschule Wien.

Der Illit von Fehring.

Von

Paul Wieden und **Walter J. Schmidt.**

Mit 12 Textabbildungen.

(Eingelangt am 3. November 1954.)

Inhaltsangabe:

Seite

Einführung 284
Geologie 286
Vorkommen 286
Probenauswahl 287
Untersuchungen
Makroskopische Beschreibung 288
Kornverteilung und Kornform 288
Quellvermögen 289
pH-Wert 290
Mikroskopische und elektronenoptische Untersuchungen 290
Chemische Zusammensetzung 292
Differentialthermoanalyse 295
Röntgenographische Untersuchung 297
Zusammenfassung 298
Abstract 299
Versuche zur praktischen Verwertung 299
Literatur 301

Einführung.

Herr Prof. Dr. *A. Winkler-Hermaden* [1] machte uns auf einige besondere Tonvorkommen in der Nähe von Fehring (Steiermark) aufmerksam und stellte uns auch Proben davon zur Verfügung. An diesen war einerseits die große Gleichmäßigkeit des Materials auffallend, anderseits der eigenartige mineralogische Charakter, der sich schon nach den ersten tastenden Untersuchungen in keines der beiden großen Schemata, Kaolin und Bentonit, einfügen lassen wollte.

[1] Wir möchten Herrn Prof. Dr. *A. Winkler-Hermaden* nicht nur für die Überlassung der Proben herzlich danken, sondern auch für die Einführung in die Geologie der Vorkommen.

Eine daraufhin vorgenommene genauere Untersuchung ergab, daß es sich um ein sehr einheitlich aus einem glimmerartigen Tonmineral aufgebautes Material handelt. In der amerikanischen Literatur ist dafür die Bezeichnung „Illite" üblich. *R. E. Grim, R. M. Bray* und *W. F. Bradley* (Lit. 1) schlugen 1937 Illit als einen allgemeinen Sammelbegriff für glimmerartige Tonminerale vor, deren Gitterabmessungen in der c-Achse etwa 10 Å betragen und die gewöhnlich keine interkristalline Quellung zeigen. Die von *S. B. Hendricks* (Lit. 2) vorgeschlagene Bezeichnung „Bravaisite" und auch andere Namen, wie kaliumhaltiges Tonmineral, sericitähnliches Mineral, Glimmerton, Sarospatit (Lit. 3) usw. haben ebenfalls Eingang in die Literatur gefunden. Teilweise handelt es sich dabei um Glieder der Illitgruppe, teilweise um Durchwachsungsstrukturen zwischen Montmorillonit und einem glimmerartigen Tonmineral (wie z. B. Bravaisit und Sarospatit).

Allgemein läßt sich sagen, daß diese Gruppe von Tonmineralien in den Eigenschaften, in der chemischen Zusammensetzung und in der Struktur den Glimmern nahesteht, sich von ihnen aber durch das Ionenumtauschvermögen, Möglichkeit der Bildung von Wechsellagerungsstrukturen, Kaliumunterschuß und Wasserüberschuß unterscheidet. Scheinen auch einzelne Stadien dieser durch verwitterungsähnliche Vorgänge entstandenen Illite recht stabil, so dürfte eine eigene Mineralbezeichnung für sie doch nicht angebracht sein.

Es wird noch sehr eingehender Untersuchungen bedürfen, um Endgültiges über die Bildung dieser Minerale aussagen zu können. Ob den Abbauvorgängen auch parallel ein Neuaufbau unter Beibehalt des Gittertypus geht, läßt sich derzeit nur vermuten.

Bei kritischem Studium der, die Bildungsbedingungen der Illite betreffenden Literatur (Lit. 4, 5, 6, 7), kann man derzeit nur folgendes sagen:

Sowohl der Abbau der Glimmer, als auch ihr Aufbau geht bei wahrscheinlich niederen Temperaturen über die Illitstufe (Lit. 8).

Äussere Bedingungen sind die Ursache, ob Montmorillonit oder Kaolinit bzw. ob durch einen Neuaufbau Sericit und Glimmer entsteht.

Ähnlich wie die Kaolinisierung der Feldspate, ist auch dieser Bildungsmechanismus noch sehr wenig geklärt. Bei der Kaolinisierung liegt die Schwierigkeit in der Erfassung von Zwischenstufen, bei den Illiten hingegen können wohl die Zwischenstufen erfaßt, die Endglieder bis jetzt nur vermutet werden. Auch hier dürfte der Weg über Synthese und Laboratoriumsversuch Wesentliches zur Klärung beitragen.

Geologie.

Südlich von Fehring finden sich Sande und Tegel des Oberpannons, zum Teil von quartären Terassenschottern und Lehmen überlagert. Dazu kommen Basalttuffe und Tuffitsandsteine dazischen Alters, in denen verschiedentlich Tonlagen auftreten, die, nach *A. Winkler-Hermaden* (Lit. 9) Absätze in Kraterseen während der Eruptionszeit darstellen. Zwischen Tuffiten und Tonen sind stellenweise sowohl intensive Wechsellagerungen als auch allmähliche Übergänge vorhanden. Drei mächtigere und einheitlichere Tonlagen lassen sich ausscheiden. Alle Schichten liegen söhlig.

Einen Überblick über die allgemeine Situation gibt die beigefügte geologische Skizze (Abb. 1), für die weitere Umgebung sei verwiesen auf „Geologischer Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des steirischen Beckens" von *A. Winkler-Hermaden* (Lit. 10), einen Einblick in die Lagerung der Tuffitte und Tone gibt das beigefügte Profil des Steinbruches am Güterweg (Abb. 2) (mittlerer Tonhorizont).

Da prinzipiell ähnliche geologische Verhältnisse in der weiteren Umgebung wiederholt vorhanden sind, ist mit einer größeren Verbreitung ähnlicher Tonvorkommen zu rechnen. Proben, die uns Herr Prof. Dr. *A. Winkler-Hermaden* von der Ostflanke der Sulzberge bei Gleichenberg zur Verfügung gestellt hat, ergaben eine volle Übereinstimmung mit dem Material von Fehring. Weitere Vorkommen finden sich wahrscheinlich im Raume Altenmarkt, Gnas und Pertlstein.

Vorkommen.

Die Mächtigkeit der einzelnen reinen Tonlagen ist nicht konstant, sie schwankt von einigen Dezimetern bis über 10 m, wobei diese Schwankungen vor allem durch die Zwischenschaltung von tuffitischem Material bedingt sind.

Der tiefste Tonhorizont geht im allgemeinen nicht über 4 m Mächtigkeit hinaus.

Der mittlere erreicht vielfach mehr als 10 m, wird allerdings stellenweise durch Zwischenmittel auf kaum 2 m herabgedrückt. Immerhin sind für ihn weite Bereiche, besonders beim Gehöft Russ und im Weingarten beim Steinbruch am Güterweg, mit reinem Ton von etwa 8 m Mächtigkeit sichergestellt.

Der oberste Tonhorizont weist hingegen wieder kaum mehr als 2 m Mächtigkeit auf.

Die Verteilung der Horizonte ist aus der beigefügten geologischen Skizze ersichtlich (siehe Abb. 1).

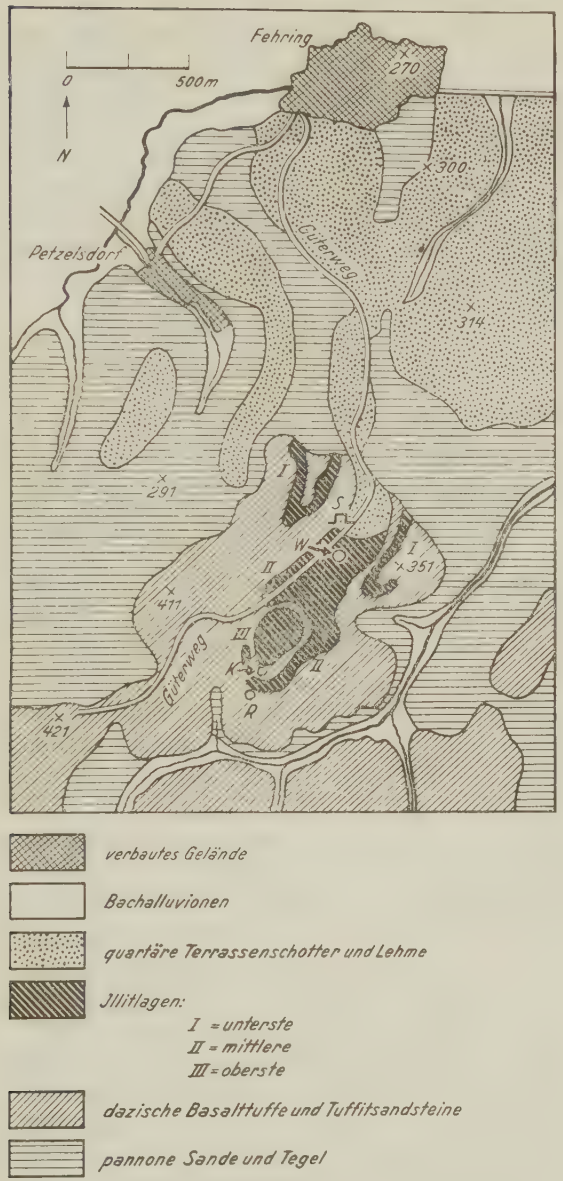


Abb. 1. Geologische Skizze des Gebietes südlich von Fehring (nach den von *A. Winkler-Hermaden* zur Verfügung gestellten Unterlagen).

Von *A. Winkler-Hermaden* werden die Vorkommen insgesamt auf mehrere Millionen Kubikmeter geschätzt, davon mindestens 500.000 m³ abbauwürdig (unter Berücksichtigung der heutigen Aufschlußverhältnisse).

Probenauswahl.

Es wurden anfangs Proben aus dem gesamten Bereich untersucht, also sowohl räumlich verteilt als auch aus den verschiedenen Horizonten. Erst als sich hiebei keine prinzipiellen Unterschiede ergaben, abgesehen von einem wechselnden Gehalt an Ne-

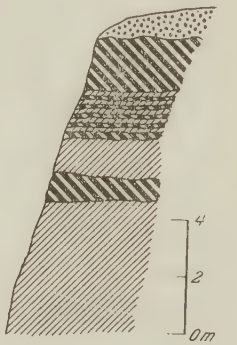


Abb. 2. Geologisches Profil des Steinbruches am Güterweg mit dem mittleren Tonhorizont (nach den von *A. Winkler-Hermaden* zur Verfügung gestellten Unterlagen); Signaturen wie in Abb. 1.

bengemengteilen und einer wechselnden Blättrigkeit (wohl im Zusammenhang mit Verwitterungs- und Druckeinflüssen), wurden die Untersuchungen auf das Material aus der mächtigsten und für einen Abbau günstigst gelegenen mittleren Tonlage, und zwar vom Steinbruch am Güterweg, dem nahe davon gelegenen Weingarten und dem Gehöft Russ konzentriert (siehe Abb. 1). Hiebei erwies sich das Material aus dem Weingarten als am reinsten und auf dieses beziehen sich die nachfolgend beschriebenen Untersuchungen.

Es sei jedoch nochmals darauf hingewiesen, daß kein prinzipieller Unterschied gegenüber den anderen Fundpunkten besteht.

Untersuchungen.

Makroskopische Beschreibung.

Das Material ist von lichtbrauner (ockeriger) Farbe, mehr oder weniger deutlich geschichtet (einige Millimeter bis einige Zentimeter, jedoch unregelmäßig), die Schichtflächen der oberflächennahen Partien sind dunkelbraun verfärbt.

Entlang der Schichtflächen läßt es sich leicht aufspalten, leicht weiter zerbrechen (muscheliger, unregelmäßiger Bruch) und, mit einiger Mühe, zwischen den Fingern zu einem seidigen Pulver zerreiben.

Mit freiem Auge lassen sich neben der Tonsubstanz nur glimmerig glänzende Schüppchen, der Schichtung mehr oder weniger parallel eingelagert und auf den Schichtflächen etwas gehäuft, und etwas Quarz, seltener Biotit erkennen.

Bei der Betrachtung unter der Lupe wird der Quarzgehalt deutlicher, etwas Magnetit (meist limonitisiert) kommt dazu.

Mit Salzsäure (auch konzentrierter) konnten Karbonate nicht nachgewiesen werden.

Kornverteilung und Kornform.

Um eine eventuelle Anreicherung gewisser Mineralkomponenten in einzelnen Kornfraktionen zu erfassen und auch um einen allgemeinen Überblick über den Kornaufbau zu erhalten, wurden Schlämmanalysen durchgeführt, und zwar sowohl nach der Atterbergmethode (nach *S. Oden*), die nach den Erfahrungen von *C. W. Correns* und *G. Schott* (Lit. 11) für sedimentpetrographische Untersuchungen am geeignetsten ist, als auch nach der Aräometermethode nach *A. Casagrande* (Lit. 12). Um die Einzelkornzerteilung möglichst vollkommen zu gestalten, wurden die Proben vor dem Sedimentationsversuch 24 Stunden geschüttelt. Bei der Aräometermethode wurde nur mit verdünntem Wasserstoffsuperoxyd (5%) aufgekocht

und als Peptisator Wasserglas (0·1%) verwendet. Tab. 1 zeigt die Ergebnisse im Vergleich.

Tab. 1. *Kornverteilung des Illits von Fehring (Weingarten) nach Methode Atterberg und Casagrande*

Äquivalentdurchmesser in Millimeter	Gewichtsprozent nach Atterberg	Gewichtsprozent nach Casagrande
$< 0{\cdot}002$	10	10
$0{\cdot}002 - 0{\cdot}010$	26	23
$0{\cdot}010 - 0{\cdot}020$	9	15
$0{\cdot}020 - 0{\cdot}075$	54·9	46
$> 0{\cdot}075$	0·1	6
Summe	100·0	100·0

Während bei den kleinen Korngrößen eine gute Übereinstimmung der Werte zu beobachten ist, differieren die Anteile in den größeren Fraktionen beträchtlich. Es ist dies wohl darauf zurückzuführen, daß durch das kurze Kochen mit Wasserstoffsuperoxyd allein die Zerteilung nicht so weitgehend ist als durch das 24stündige Schütteln.

Abb. 3 zeigt die Summenlinie nach den beiden Methoden.

Für die folgend beschriebenen Untersuchungen wurde vielfach nur die feinste Fraktion verwendet.

Die Kornform sämtlicher Fraktionen ist unregelmäßig, teilweise kantig.

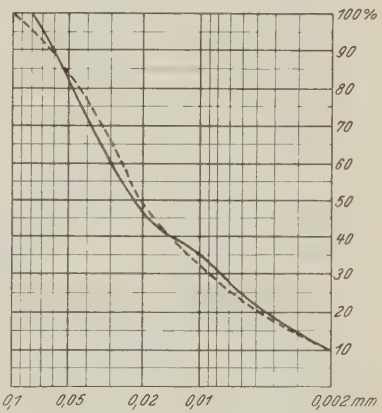


Abb. 3. Korngrößenverteilung des Illites von Fehring (Weingarten); ausgezogene Linie nach der Methode *Atterberg*, strichlierte Linie nach Methode *Casagrande*.

Quellvermögen.

Beim Übergießen der unzerkleinerten Proben mit destilliertem Wasser wurde dieses sofort unter deutlicher Geräuschentwicklung aufgesaugt. Parallel damit zeigten sich bereits die ersten Zerfallserscheinungen mit zuerst bröckligem, dann blättrigem Zerfall bis zur Ausbildung eines gleichmäßig feinen Pulvers.

In destilliertem Wasser zerfallenes, dann getrocknetes (bei 80° C) und in ein Meßglas eingeschütteltes Material wurde nach Wasserzusatz mit diesem gut vermischt und absitzen gelassen. Letzteres dauerte bei einer Materialmenge von etwa 1 cm^3 und 10 cm^3 Wasser in einem Meßglas mit 1 cm^2 Standfläche zirka 15 Minuten. Das dann

sedimentierte Material wies eine Volumsvermehrung von 85% auf. Bei mehrfacher Wiederholung der Durchmischung zeigte sich keine Veränderung.

Nach dem Verfahren von *Enslin* (Lit. 13) ergab sich für die bei 105° C bis zur Gewichtskonstanz getrocknete Fraktion $< 0{\cdot}075$ mm nach 60 Minuten eine Wasseraufnahme von 107 Gewichtsprozent.

Eine schon früher auf Veranlassung von *A. Winkler-Hermaden* [1] durchgeführte Untersuchung des Quellvermögens nach *Enslin* ergab die Werte der Tab. 2.

Tab. 2. *Wasseraufnahme des Illits von Fehring nach Enslin*

Zeit in Sekunden	g H_2O auf 100 g Probe	Zeit in Minuten	g H_2O auf 100 g Probe
10	5·00	10	91·25
20	30·00	20	98·75
30	42·50	30	102·50
40	50·00	40	105·00
50	55·00	60	107·50
60	57·50	80	110·75
70	60·00	100	114·00
80	61·25	120	117·50
90	62·50		
100	63·75		
110	65·00		
140	67·50		
160	68·75		
180	70·00		

pH-Wert.

Die im Achatmörser gemahlene Probe wurde auf einem 0·075 mm Sieb abgesiebt und 200 mg des Materials in 35 cm^3 bidestilliertem Wasser aufgeschüttelt (Normmethode nach Reference Clay Minerals. A. P. J. Research Project 49 [1951]) und mittels Glaselektrode der pH-Wert gemessen.

Als Durchschnittswert von 4 Messungen ergab sich 6·70.

Mikroskopische und elektronen-optische Untersuchungen.

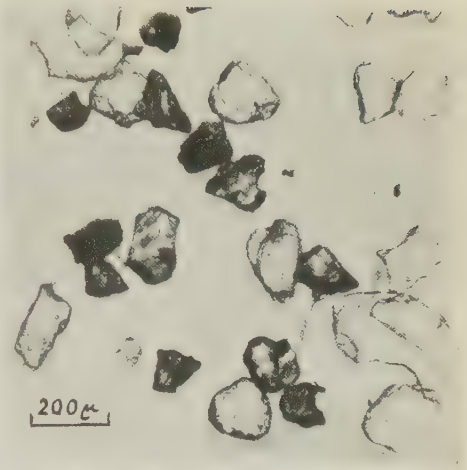
Diese Untersuchungen wurden an verschiedenen Fraktionen durchgeführt.

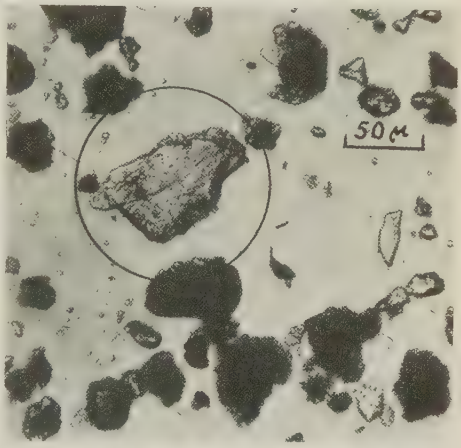
[1] Laut freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. *A. Winkler-Hermaden*.

Fraktion > 0·75 mm. Vorwiegend wenig zersetzter Muskowit (Maximalgröße 0·2 mm), daneben splittriger Quarz, zum Teil mit limonitischen Überzügen und Magnetit, zum Teil limonitisiert. Ganz untergeordnet tritt Biotit auf. Organische Substanz ist mit rötlichen Harzstückchen vertreten. Abb. 4 zeigt Quarz, Magnetit und noch wenig zersetzten bis unzersetzten Muskowit.

Fraktion 0·075 mm bis 0·020 mm. Ebenfalls vorwiegend Muskowit, der aber bereits starke Zersetzungserscheinungen zeigt. In Abbild. 5 ist solch ein stark angegriffenes Glimmerblättchen (schwarz umrandet) zu sehen. Andere Glimmerschüppchen sind bereits vollkommen zersetzt. Daneben ist noch etwas Quarz, Biotit, Limonit und vereinzelt Apatit vorhanden.

Fraktion 0·020 mm bis 0·002 mm. Muskowit ist kaum mehr erhalten. Einzelne größere Blättchen sind löchrig, siehe Abb. 6. Viel-





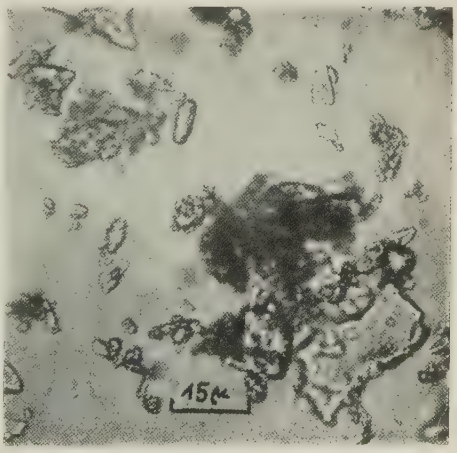


Abb. 4. Fraktion > 0·075 mm des Illits von Fehring (Weingarten); wenig zersetzter Muskowit, etwas Quarz.

Abb. 5. Fraktion 0·075—0·020 mm des Illits von Fehring (Weingarten); stark zersetzter Muskowit (Illit), wenig Quarz; eingerahmt: Muskowitblättchen mit deutlichen Zersetzungserscheinungen.

Abb. 6. Fraktion 0·020—0·002 mm des Illits von Fehring (Weingarten); stark zersetzter, löcheriger Muskowit (Illit), sehr wenig Quarz.

fach ist ein Aufblättern zu beobachten, manchmal eine leistenförmige Zerteilung. Es zeigt sich eine weitgehende Ähnlichkeit zum Illit von Fithian, Illinois. Andere Bestandteile fehlen.

Fraktion $< 0{\cdot}002$ mm. Die elektronenoptische Aufnahme [1] zeigt nur mehr Illit (siehe Abb. 7 und 8), sehr selten findet sich charakteristisch röhrchenförmig entwickelter Halloysit.

Auffallend ist bei allen Fraktionen das Fehlen von Karbonaten.

Tab. 3 gibt die optischen Daten der Probe und zum Vergleich einige Angaben aus der Literatur über entsprechendes Material.

Tab. 3. *Optische Daten des Illits von Fehring (Fraktion* $<$ *0·002) und anderer Illite* (nach Tab. 62 aus *K. Jasmund,* 1951; 1 = Magquoketa Schieferton bei Gilead Calhoun Co., Ill.; 2 = Pennsylvanian Underclay bei Fithian Vermilion Co., Ill.; 3 = leicht verwitterter Boden IV bei Horizont, Ford Co., Ill.; 4 = Kretazischer Tonschiefer bei Thebes Alexander Co., Ill.; 5 = Pennsylvanian Tonschiefer bei Petersburg Menard Co., Ill.; 6 = Glimmerton von Sárospatak, Ungarn; 7 = Tonmergel von Goeschwitz; 8 = Spaltenfüllung im Granit von Ballater, Abderdanshire; 9 = Kohlenschiefer von Südwales)

	Untersuchungsmaterial	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$n\alpha$									1·568	1·572
$n\beta$							1·565	1·580	1·590	1·587
$n\gamma$	1·575	1·598	1·588	1·605	1·588	1·610			1·593	1·600
$\gamma - \alpha$	0·033	0·033	0·033	0·035	0·033	0·035			0·025	0·028
opt. Char.	neg.	neg.	neg.	neg.	neg.	neg.			neg.	neg.
2 V	klein	klein	klein	klein	klein	klein			klein	klein

Chemische Zusammensetzung.

Die chemische Zusammensetzung der ursprünglichen Probe geht aus Tab. 4 hervor.

Tab. 4. *Chemische Zusammensetzung der ursprünglichen Probe* (Analyse *P. Wieden*)

SiO_2	49·00 %
Al_2O_3	19·00 %
Fe_2O_3	8·45 %
FeO	—
CaO	4·03 %
MgO	3·21 %
K_2O	5·01 %
Na_2O	0·12 %
H_2O+	7·25 %
H_2O-	4·15 %
Summe	100·22 %

[1] Die elektronenoptischen Aufnahmen wurden anläßlich eines Studienaufenthaltes von *P. Wieden* an der Pennsylv. State University, Mineral Science, Pa. USA., gemacht. Für die Mitarbeit sei an dieser Stelle Ass. Prof. *J. J. Comer* und für die freundliche Unterstützung dem Leiter des Institutes Prof. *T. F. Bates* herzlichst gedankt.

Abb. 7. Illit von Fehring, Fraktion $<$ 0·002 mm; fast reiner Illit, Vergr. 11.200mal, Replica-Technik, Hintergrund Kohlenstoff, beschattet mit Pt-Pd auf Glimmer unter 25°.

Abb. 8. Illit von Fehring, Fraktion $<$ 0·002 mm; Vergr. 28.400, Aufnahmetechnik wie oben, H = Halloysit.

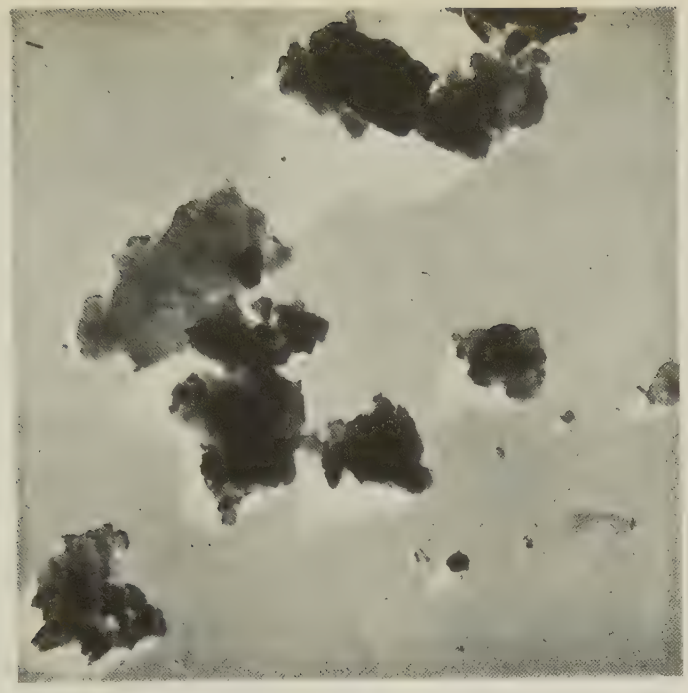
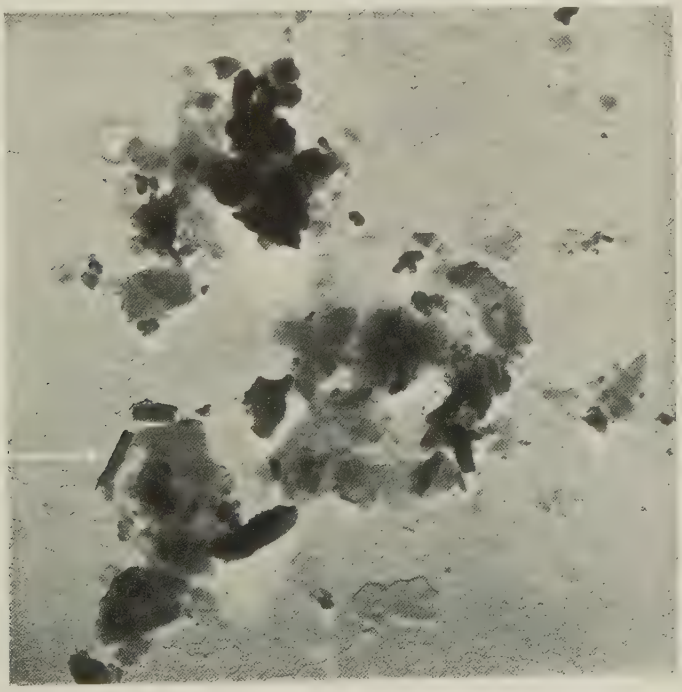


Abb. 7.



H

Abb. 8.

Da neben dem Zersetzungsprodukt vor allem noch Quarz vorhanden war, wurde differential-thermoanalytisch der freie Quarz mit 12·5% bestimmt und von den Analysenwerten in Abzug gebracht. Die sich dann ergebende analytische Zusammensetzung (um mit den Analysen aus der Literatur vergleichen zu können, wurde auch auf bei 110° C getrocknete Substanz umgerechnet) zeigt Tab. 5.

Tab. 5. *Chemische Zusammensetzung des Illits von Fehring nach Abzug des freien Quarzes und Umrechnung auf bei 110° C getrocknete Substanz*

	Gew. %		Ionenverhältnis	
SiO_2	43·60	Si	0·725	
Al_2O_3	22·78	Al	0·447	
Fe_2O_3	10·12	$Fe^{\cdots}$	0·127	0·669
MgO	3·84	Mg	0·095	
CaO	4·83	Ca	0·086	
K_2O	6·00	K	0·127	0·217
Na_2O	0·15	Na	0·004	
H_2O	8·68	OH	0·551	
		H_2O	0·206	

Unter Zugrundelegung der Struktur wie sie *S. B. Hendricks* und *C. S. Ross*, 1941 (Lit. 14) für Illit vorgeschlagen haben, läßt sich folgende Zusammensetzung errechnen:

$$\overset{2}{\infty}\, Ca_{0\cdot4}\ (K, Na)_{0\cdot6}\ (Al_{1\cdot16}\, \overset{\cdots}{Fe}_{0\cdot56}\, Mg_{0\,42})^{[6]}_{2\cdot14}\ [(Si_{3\cdot2}\ Al_{0\cdot8})^{[4]}\ O_{9\cdot6}\ (OH)_{0\cdot4}]$$
$$(OH)_2 \,.\, 0{\cdot}9\ H_2O$$

Die nach dieser Formel in Tab. 5 angenommene Wasseraufteilung entspricht gut dem DTA-Befund. Die Ca-Ionen sind hier als in der Zwischenschicht liegend angenommen worden. Erst nach Bestimmung des Ionenumtauschvermögens kann eine genauere Verrechnung erfolgen. Es wird Gegenstand einer weiteren Untersuchung sein, die Zusammensetzung von Ultrazentrifugaten (Korngröße 0·1 –0·05 μ) zu bestimmen, da diese Fraktionen im allgemeinen frei von Nebenbestandteilen sind.

Vergleicht man die oben stehende Formel mit der von *S. B. Hendricks* und *C. S. Ross*, 1941 (Lit.-Zitat wie oben) aus 5 Analysen von *R. E. Grim, R. H. Bray* und *W. E. Bradley*, 1937 (Lit. 15) ermittelten Durchschnittsformel

$$K_{0\cdot58}\ (Al_{1\cdot38}\, \overset{\cdots}{Fe}_{0\cdot37}\, \overset{\cdot\cdot}{Fe}_{0\cdot04}\, Mg_{0\cdot34})\ (Si_{3\cdot41}\, Al_{0\cdot59})\ O_{10}\, (OH)_2,$$

so ist eine recht gute Übereinstimmung festzustellen. Vorläufig läßt sich also schon feststellen, daß das Material von Fehring auch in

seiner ursprünglichen Zusammensetzung einen sehr reinen Illit darstellt, der — bis auf den auffallend hohen Ca- und niedrigen Si-Gehalt — in seinem Aufbau mit den aus den USA (Illinois) bekannten (1—5) ziemlich übereinstimmt. Um dies besser zu zeigen, sind in Tab. 6 einige Illitanalysen aus der Literatur wiedergegeben.

Tab. 6. *Chemische Zusammensetzung des Illits von Fehring (Weingarten); freier Quarz abgezogen) und anderer Illite* (nach Tab. 63 aus *K. Jasmund* (Lit. 16); Numerierung der Proben wie in Tab. 3)

	Untersuchungsmaterial	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	41·60	50·10	51·22	47·21	52·23	44·01	50·30	51·65	48·95	45·82
Al_2O_3	21·66	25·12	25·91	21·47	25·85	26·81	32·80	21·67	26·74	31·37
Fe_2O_3	9·64	5·12	4·59	10·73	4·04	11·99	0·00	6·20	2·44	0·64
FeO	—	1·52	1·70	—	—	—	0 00	1·24	0·46	1·56
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	0·08	—
MgO	3·66	3·93	2·84	3·62	2·69	2·43	1·95	4·48	1·68	1·44
CaO	4·60	0·35	0·16	0·21	0·60	0·11	0·55	0·00	0·91	0·05
Na_2O	0·14	0·05	0·17	—	0·33	0·07	0·52	0·31	0·16	0·89
K_2O	5·71	6·93	6·09	5·78	6·56	4·78	6·72	6·08	5·44	5·25
TiO_2	—	0·50	0·53	—	0·37	0·64	Sp.	—	0·07	0·54
H_2O^+	8·26	7·18	7·14	6·17	7·88	8·03	6·98	6·44	6·74	7·93
H_2O^-	4·73	1·90	1·45	3·80	1·13	2·33	3·6	3·6	5·52	3·09

Das spezifische Gewicht der Fraktion $< 0{\cdot}002$ mm wurde mit 2·69 bestimmt (Pyknometer, 20° C, bei 105° C getrocknet).

Differentialthermoanalyse.

Über die spezielle Methodik wurde von *A. Köhler* und *P. Wieden* (Lit. 17) und *P. Wieden* (Lit. 18) bereits in dieser Zeitschrift berichtet. Einen allgemeinen Überblick, einschließlich der bisher vorliegenden Literatur findet man in „Differentialthermoanalyse" von *H. Lehmann* (Lit. 19). Weiters sei in diesem Zusammenhang verwiesen auf „Clay Mineralogy" von *R. E. Grimm* (Lit. 20).

Zu den folgend dargestellten Untersuchungen wurde die Meßanordnung benützt, wie sie *F. N. Norton* (Lit. 21) beschrieben hat. Etwa 0·5 g der lufttrockenen Probe wurde in eine Öffnung des Nickelblocks gebracht, die andere mit geglühter Tonerde (Al_2O_3) gefüllt. Als Differentialthermoelement wurde Pt/Pt-Rh, zur Messung der Differentialthermospannung ein Multiflex-Spiegelgalvanometer (Bauart Lange) verwendet. Die lineare Aufheizung des Ofens erfolgte mit einem Regelwiderstand wobei die Aufheizgeschwindigkeit bei 10° C pro Minute gehalten wurde.

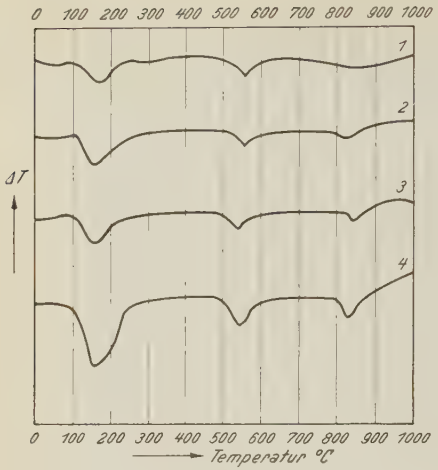


Abb. 9. DTA-Kurven des Illits von Fehring (Weingarten); 1 = ursprüngliche Probe; 2 = Fraktion 0·075—0·020 mm; 3 = 0·020 bis 0·002 mm; 4 = < 0·00 mm.

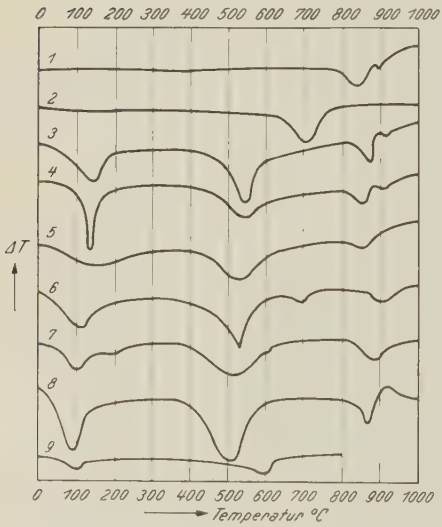


Abb. 10. DTA-Kurven aus der Literatur: 1 = Muskowit; 2 = Muskowit (Fraktion < 0·001 mm); 3 = Illit (Fithian, Illinois); 4 = Illit (Grundy County, Illinois); 5 = Illit (Thebes, Illinois); 6 = Illit (Sárospatak); 7 = Illit (Alexander Co., Illinois; 8 = Illit (Vermilion Co., Illinois); 9 = Steinmergel (Röckelheim). (1—5 aus *E. E. Grim*, 1953, 6—8 aus *K. Jasmund*, 1951, 9 aus *F. Lippmann*, 1952).

Zur Messung des Quarzgehaltes wurde eine wesentlich empfindlichere Meßanordnung gewählt. Anstelle des Multiflex wurde ein Mikrovoltmeter (Firma Norma) mit 2 μ V/Skt. verwendet. Über die Art der Eichung, Genauigkeit usw. wurde bereits ausführlich berichtet (*A. Köhler* und *P. Wieden*, Lit. 22).

Abb. 9 zeigt die DTA-Kurven der ursprünglichen Probe und verschiedene Kornfraktionen.

Mit steigender Anreicherung an das Zersetzungsprodukt zeigen die Kurven immer mehr die Ausbildung, wie sie von Illiten aus Illinois bekannt sind. Die endothermen Spitzen treten bei 165°, 560° und 840° C auf und stimmen sehr gut mit den von anderen Beobachtern festgestellten überein. Der etwas steile Anstieg der Kurve 4 nach 900° C ist auf die bereits einsetzende Sinterung des Materials zurückzuführen.

Zum Vergleich werden in der folgenden Abb. 10 verschiedene DTA-Kurven aus der Literatur gebracht.

Wie man daraus ersieht, läßt sich das Material von Fehring in die Gruppe der Illite vom Typ Illinois gut einfügen.

An Fremdmineralien läßt sich mit Hilfe der DTA außer Quarz nichts nachweisen.

Um Anhaltspunkte über die Verteilung des Quarzes in den einzelnen Körnungsklassen zu bekommen, wurde mit Hilfe der DTA jeweils der Gehalt an freiem

Quarz bestimmt. Die Genauigkeit der Methode ist bei unserer Meßanordnung mit $\pm 2\%$ anzugeben. Nachstehend die DTA-Kurven der Quarzbestimmung (Abb. 11) und in Tab. 7 der daraus jeweils ermittelte Quarzgehalt.

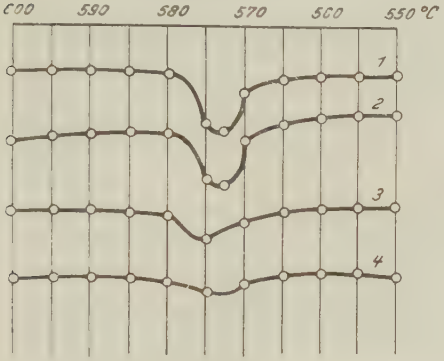


Abb. 11. DTA-Kurven zur Quarzbestimmung im Illit von Fehring (Weingarten). 1 = ursprüngliche Probe; 2 = Fraktion 0·075 bis 0·020 mm; 3 = Fraktion 0·020—0·002 mm; 4 = Fraktion < 0·002 mm.

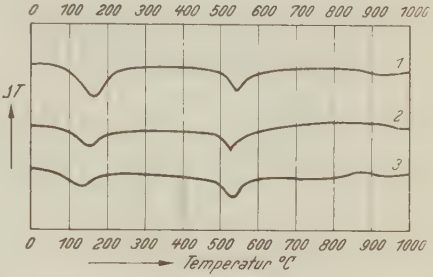


Abb. 12. DTA-Kurven des mit Salzsäure aktivierten Illits von Fehring (Weingarten). 1 = aktiviert mit 5%iger HCl; 2 = aktiviert mit 10%iger HCl; 3 = aktiviert mit 20%iger HCl.

Tab. 7. *Quarzgehalt der verschiedenen Fraktionen des Illits von Fehring (Weingarten) nach der DTA*

	Gewichts-% Quarz
Ursprüngliche Probe	12·5
Fraktion 0·075 – 0·020 mm	13·5
Fraktion 0·020 — 0·002 mm	10·0
Fraktion < 0·002 mm	4·0

Um die Aktivierfähigkeit (Bleicherde) des Materials von Fehring zu erproben, wurde dieses mit verschieden konzentrierter Salzsäure (5, 10, 20%) durch 8 Stunden bei 100° C unter ständigem Rühren behandelt und das dann säurefrei gewaschene Produkt untersucht. Die DTA-Kurven (Abb. 12) zeigen für das säurebehandelte Material keine wesentliche Veränderung. Der Illit weist mithin im Gegensatz zu Montmorilloniten (Bentoniten, Lit. 22) gegenüber Säurebehandlung große Beständigkeit auf. (Diesbezüglich weitere Angaben im Kapitel „Versuche zur praktischen Verwertung".)

Röntgenographische Untersuchung.

Im Nachstehenden wird das Debye-Scherrer-Diagramm des Illits von Fehring gebracht (Tab. 8). Es wurde mit Cu-Kα-Strahlung und

Ni-Filter gearbeitet. Die Intensitäten sind geschätzt. Pulverdiagramme zu Vergleichszwecken von anderen Illiten sind bei *R. E. Grim* (siehe Lit.-Zitat 20) bzw. *G. W. Brindley*, X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals, London, 1951, nachzulesen.

Tab. 8. *Pulverdiagramm des Illits von Fehring (Weingarten, ursprüngliches Material)*

dÅ		Intensität
9·92		st
4·97		st
4·48		st
4·24	(Q)	m
3·31	(Q)	st st.
3·18		s
3·07		ss
2·98		s
2·55		st
2·48	(Q?)	ss
2·38		m
1·98	(Q)	s
1·82	(Q)	s

st st . . . . sehr stark
st . . . . . stark
m . . . . . mittel
s . . . . . schwach
ss . . . . . sehr schwach

Zusammenfassung.

In der dazischen Tuffitserie südlich von Fehring finden sich mehrfach feinere, weitgehend zersetzte Einlagerungen, mit Mächtigkeiten bis über 10 m und in erheblicher Ausdehnung. Optische, elektronenoptische und röntgenographische Untersuchungen, chemische Zusammensetzung und Verhalten bei der DTA zeigen, daß es sich um ein Mineral aus der Illitgruppe handelt. Die Entstehung vom Muskowit her kann in einzelnen Stufen direkt beobachtet werden, die Ableitung auch von Feldspaten oder Gesteinsgläsern ohne direkte Ausbildung einer Glimmerphase wäre denkbar (Illitisierung).

Die allgemeine Kornform und die Relikte in den gröberen Fraktionen lassen, im Verein mit der weiteren Gesteinsvergesellschaftung auf ein vulkanisches Lockermaterial als Ausgangssubstanz schließen, dem sich umgeschwemmtes Sediment beigesellt hat. Es ist wahrscheinlich, daß Feldspate, eventuell auch vulkanische Gläser einen beträchtlichen Anteil dieses Ausgangsmaterials gebildet haben, denn es ist nicht anzunehmen, daß deren Umwandlungsprodukte für sich allein abtransportiert wurden.

Da bei unseren Untersuchungen keine wesentlichen Mengen anderer Umwandlungsprodukte, aber auch keine Feldspatrelikte oder unzersetzte Gesteinsgläser gefunden wurden, sei oben angedeutete genetische Ableitung als Möglichkeit angeführt.

Als Zersetzungseinflüsse reichen im vorliegenden Fall die auch heute noch in diesem Gebiet herrschenden Verwitterungsvorgänge völlig aus. Hydrothermale Einflüsse, spezielle Klimata, besondere Mengen von Humussäuren sind dazu nicht notwendig. Der Beweis für diese Behauptung erscheint mit dem Nachweis von Illit als hauptsächlichem Tonmaterial auch in den rezenten Böden dieses Gebietes erbracht [1].

Die geologische Deutung der Entstehung des Ausgangsmaterials als Ablagerung feiner vulkanischer Lockermassen in Kraterseen oder anderen, mit Wasser gefüllten Senken während vulkanischer Eruptionszeiten unter Beimischung von Sedimentmaterial, mit eventueller Umlagerung und Kornsichtung, steht mit obigen Ergebnissen in Übereinstimmung.

Abstract.

Geological description of the deposit. Investigation of the material, consisting predominantly of a mica-similar clay mineral (Illite), by physical, chemical, optical, electronoptical, X-ray and DTA-methods. Conclusions on probable origin from unconsolitated sediments by weathering-like process. Attempts for practical use. Probable connection with the occurencies of Gleichenberg.

Versuche zur praktischen Verwertung.

Die Größe des Vorkommens, die leichte Gewinnbarkeit und die Einheitlichkeit des Materials ließen es berechtigt erscheinen, die praktischen Verwertungsmöglichkeiten zu untersuchen.

Bleicherdeherstellung.

Zur Aktivierung wurde das geschlämmte Material mit verschieden konzentrierter Salzsäure bei 100° C jeweils 8 Stunden unter kräftigem Rühren behandelt.

Anschließend wurde das Material säurefrei ($< 0{\cdot}02\%$ HCl) gewaschen, bei 100° C getrocknet und feinst vermahlen. Die günstigste Aktivierung wurde mit 10%iger HCl erreicht.

[1] *W. J. Schmidt* konnte bei Untersuchungen von verschiedenen Böden dieses Gebietes in allen Proben als vorherrschendes Tonmineral Illit nachweisen (im Auftrag d. Bundesministerium f. Finanzen, Bodenschätzung, 1952—1954).

Die Ausbeute betrug etwa 80 Gew.% des Rohmaterials. Der Grad der Aktivierung wurde an der Entfärbung eines Maschinenöldestillates (Zistersdorfer Öl, Shell Wien, Lovibond Rot Serie 200 = 6·9: Lovibond Gelb Serie 510 = 32·0) nach 10 Minuten ständigem Rühren mit 5% Bleicherde bei 90° C ermittelt, und zwar aus dem Verhältnis der Schichtdicke des gebleichten Öles zur Schichtdicke des ungebleichten Öles (im Leitz-Kolorimeter mit Gelbfilter, $\lambda = 5{\cdot}700$ Å).

Sowohl das Aktivierungs- als auch das Meßverfahren findet sich ausführlicher beschrieben bei *G. Hamilton* und *P. Wieden*, 1950 (Lit. 24).

Um eine objektive Vergleichsmöglichkeit zu gewinnen, wurden nach dem gleichen Meßverfahren handelsübliche Bleicherden untersucht. Tab. 9 zeigt die gemessenen Werte.

Tab. 9. *Entfärbungsfaktoren des Illits von Fehring und verschiedener Bleicherden.*

	Entfärbungsfaktor f
Illit Fehring (Weingarten), aktiviert	2·10
Illit Fehring (Gehöft Russ), aktiviert	1·90
Illit Fehring (Steinbruch), aktiviert	1·85
Tuffsandstein Fehring (Steinbruch), aktiviert	1·70
Bentonit Stögersbach, roh	1·05
Bentonit Stögersbach, aktiviert, wie oben	2·23
Bentonit Stögersbach, Handelsware (Moosbierbaum)	2·09
Rumsil Extra, Handelsware	2·41
Tonsil AC, Handelsware	2·04
Nobel NZ, Handelsware	1·54
Bleicherde RS, Handelsware	1·92
Bleicherde RS, Handelsware, nachaktiviert, wie oben	2·47

Die Daten obiger Tabelle geben selbstverständlich kein Werturteil über die verschiedenen Handelsprodukte, da diese ja für verschiedene Zwecke hergestellt werden.

Da die Meßergebnisse für den Illit nach den aus Tab. 9 ersichtlichen Vergleichsdaten nicht ungünstig erschienen, wurde nach dem geschilderten Verfahren eine größere Menge aktivierten Materials hergestellt und einer Mineralölraffinerie mit der Bitte um betriebsmäßige Erprobung übergeben. Die Messungen im dortigen Betriebslaboratorium erfolgten mit einem Union Kolorimeter ASTM und ergaben bei 5%iger Anwendung der Bleichmittel nach 10 Minuten Rühren bei 90° C die in Tab. 10 zusammengefaßten Werte.

Tab. 10. *Vergleich der Entfärbungskraft des aktivierten Illits von Fehring (Weingarten) mit der von üblichen Handelsprodukten*

	Spindelöldestillat (Zistersdorf, Shell Wien)	Leichtmaschinenöldestillat (Zistersdorf, Shell Wien)
unbehandelt	3 +	$1^1/_2$ +
mit Illit (Weingarten, aktiviert)	2	$4^1/_2$
mit Tonsil Standard	$1^1/_2$	4
mit Rumsil Extra	$1^1/_2$ −	4 −

+ besser als, − schlechter als

Die Entfärbungskraft ist demnach in der Praxis trotz der günstigen Laboratoriumsergebnisse gegenüber den üblichen Bleicherden deutlich geringer, so daß eine diesbezügliche Verwendung bei den hohen Kosten der Aktivierung nicht ratsam erscheint.

Emaillezusatz:

Die von einem Email verarbeitenden Betrieb durchgeführten Versuche zeigten das Material von Fehring als gut geeignet und es konnte damit der gesamte ansonsten verwendete Bentonit ersetzt werden. Ein eventueller, bei obigen Versuchen jedoch nicht beanstandeter, Farbeinfluß müßte berücksichtigt werden.

Düngemittel:

Der relativ hohe Kaliumgehalt (etwa 6% K_2O) läßt an eine eventuelle Verwendung als Düngemittel denken.

Andere Verwendungszwecke:

Für folgende Verwendungszwecke erscheint das Material nicht geeignet:

Keramik (geringe Plastizität, hoher Eisengehalt).

Feuerfeste Produkte (niedrige Feuerfestigkeit).

Formsandzusatz (geringe Plastizität, geringe Ionenumtauchfähigkeit).

Dichtungsmaterial (geringe Plastizität, geringes Quellvermögen).

Dickspülung (geringe Thixotropie, geringe Plastizität, große Filterdicke, große Wasserabgabe an das Nebengestein)

Füllmaterial für Papier, Gummi, Farben, Kunststoffe usw. (ungünstige Farbe).

Literatur.

1. *Grim, R. E., R. M. Bray und W. F. Bradley,* Amer. Min. *22* (1937), 813—829. — 2. *Hendricks, S. B.,* und *C. S. Ross,* Geol. Surv. Prof. *Paper, 205 B* (1945), 1—77. — 3. *Maegdefrau, E.,* und *U. Hofmann,* Z. Kristallogr. *98* (1938), 31—59. —

4. *Wood, L. K.,* und *E. E. de Turk,* Prov. Soil Sci. Soc. Amer. *5* (1940), 152—161. — 5. *Hendricks, S. B.,* und *C. S. Ross,* Amer. Min. *26* (1941), 683—708. — 6. *Bates, T. F.,* Amer. Min. *32* (1947), 625—636. — 7. *Nagelschmidt, G.,* Mineral. Mag. J. Min. Soc. *27* (1944), 59—61. — 8. *Nagelschmidt, G.,* Techn. Comm.-Nr. *42* (1944), Imperial Bureau Soil Sci. — 9. *Winkler-Hermaden, A.,* Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. Wien, 1951. — 10. *Winkler-Hermaden, A.,* Geologischer Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des steirischen Beckens. Berlin, 1939. — 11. *Correns, C. W.,* und *G. Schott,* Kolloid-Zschr. *61* (1932). — 12. *Casagrande, A.,* Die Aräometermethode. Berlin, 1934. — 13. *Enslin, O.,* Chem. Fabr. *6* (1933). — 14. *Hendricks, S. B.,* und *C. S. Ross,* Amer. Min. *26* (1941). — 15. *Grim, R. E., R. H. Bray, W. F. Bradley,* Amer. Min. *22* (1937). — 16. *Jasmund, K.,* Die silikatischen Tonminerale. Weinheim, 1951. — 17. *Koehler, A.,* und *P. Wieden,* Tscherm. Min. Petrgr. Mitt. *4* (1954),. — 18. *Wieden, P.,* Tscherm. Min. Petrgr. Mitt. *5* (1954). — 19. *Lehmann, H.,* Tonindustr. Ztg., 1. Beiheft, 1954. — 20. *Grim, R. E.,* Clay Mineralogy. New York, 1953. — 21. *Norton, F. H.,* J. Amer. Ceram. Soc. *22* (1939) und *23* (1940). — 22. *Koehler, A.,* und *P. Wieden,* Tscherm. Min. Petrgr. Mitt. *5* (1955). — 23. *Wieden, P.,* und *G. Hamilton,* Industrie u. Techn. *4* (1949). — 24. *Hamilton, G.,* und *P. Wieden,* Erdöl-Ztg. H. *8* (1950).

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien.

Die Probleme der Bildung der „Zentralgneise“ in den Hohen Tauern und einiger Mineralparagenesen in den Ostalpen und die Bedeutung von Spurenelement-Analysen zu ihrer Lösung.

Von

Hans Leitmeier.

(Eingelangt am 2. Februar 1955.)

In einer kürzlich erschienenen Veröffentlichung von *Haberlandt* und *Schroll* (Lit. 14) wurde zusammenfassend über Untersuchungen der sogenannten Spurenelemente in Erzlagerstätten berichtet, Vorschläge gemacht, wie man diese Untersuchungen anzustellen habe, daß sie Bedeutung für die Klärung der Genesis von Mineralparagenesen und Gesteinen der Ostalpen haben könnten, ohne aber an einem Beispiel zu erweisen, daß diese Untersuchungen tatsächlich zur *Klärung der Entstehung einer ostalpinen Lagerstätte oder eines Gesteines geführt hätten.* Es wird angeführt, daß die Verfasser bereits die Spurenelemente alpiner Bleiglanze und Zinkblenden, der Magnesite und Siderite, und der alpinen Kluftmineralien in Angriff genommen hätten, ohne aber über Erfolge in der angegebenen Richtung etwas auszusagen, das bisher nicht bekannt gewesen wäre. Es wird dann über den Beginn mehrerer Gemeinschaftsarbeiten mit anderen Fachgenossen berichtet, die u. a. auch zur Klärung des Zentralgneisproblems in den Hohen Tauern dienen sollen, ohne zu sagen, in welchen Gebieten sie angesetzt wurden, schließlich werden Ergebnisse der Arbeiten anderer Forscher für nicht überzeugend erklärt, ohne dafür einen Beweis zu erbringen.

Aus den angeführten Untersuchungen, den theoretischen Überlegungen und versuchten Typisierungen geht hervor, daß bisher noch keine allgemein verwertbaren Ergebnisse vorliegen, die etwa dafür sprechen, daß auf Grund der Ergebnisse von Spurenanalysen *eindeutig* geschlossen werden dürfte, eine bestimmte Lagerstätte könnte nur auf eine bestimmte Art und Weise entstanden sein, daß etwa bestimmte Spurenelementvergesellschaftungen in sulfidischen

Erzlagerstätten für eine sedimentäre oder sogenannte magmatische-fernmagmatische-hydrothermale oder irgendeine andere Entstehung *beweisend* seien. Es fehlt anscheinend an Möglichkeiten, Testspurenelementparagenesen für verschiedene Entstehungsarten zu geben. Das ist aus den großen Schwierigkeiten, eine Lagerstätte in dieser Hinsicht so einwandfrei zu charakterisieren, wie es für die Erstellung eines Testes erforderlich ist, völlig verständlich. Denn es wäre keineswegs ein Weg zur *Klärung* genetischer Fragen, zu den schon vorhandenen eine neue Unbekannte hinzuzufügen. Dies um so mehr, als eine wirklich brauchbare Definition, was im allgemeinen und jeweils in speziellen Fällen Spurenelemente sind, also eine klare Definition des Begriffes *Spurenelemente* bisher noch fehlt. Die Zahl der von *Haberlandt* und *Schroll* verwendeten Spurenelemente, jeweils so bezeichneten Elemente, ist sehr groß, in der oben zitierten Veröffentlichung: B, Ba, Be, Bi, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Er, Ga, Ge, Hf, Hg, In, Li, Mn, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sc, Sn, Tb, Te, Ti, Tl, V, Y, Yb. Daß es schwierig ist, bei so vielen Möglichkeiten solcher nur in spurenhaften Mengen in Erzen und deren Begleitern vorhandenen Elementen Gruppierungen vorzunehmen, ist ebenfalls durchaus verständlich. Noch schwieriger ist es, aus ihnen die festzustellen, die jeweils als „typochemische Leitelemente" angesehen werden könnten, also gewissermaßen vom Zufälligen das Typische zu scheiden, da die *Begründung* einer Typisierung noch keineswegs gegeben ist. Für die geochemische Verteilung auch der geringsten Mengen der einzelnen Elemente in unserer Erdkruste ist ihr Nachweis, ihre quantitative Menge zu kennen, zweifellos von großem Wert. Schlüsse aus ihrem Vorhandensein, ihren Mengen und ihrer Verteilung können nicht nur für die Fundortbestimmung Verwendung finden, sondern gegebenenfalls auch im Raume nahe gelegene Lagerstätten und andere Paragenesen miteinander vergleichen lassen, zur Ergründung der Genesis können sie nur in ganz bestimmten Fällen bei Erzlagerstätten beitragen. Es liegt mir aber vollständig ferne, die große *Bedeutung* und die großen *Erfolge* der Erforschung der sogenannten Spurenelemente und ihrer Verteilung von *Goldschmidt* über *Hegemann* bis heute nicht anzuerkennen. Meine Einwände im folgenden beziehen sich nur auf die Verhältnisse in den Ostalpen, insbesondere auf die *Mineralparagenesen und die Gesteine der Hohen Tauern und die Probleme ihrer Entstehung.*

Von der Verwendung der Bezeichnung Spurenparagenese oder Mikroparagenese an Stelle von Spurenelementvergesellschaftung (-Paragenesen) ist entschieden abzuraten, da jene Bezeichnungen nur für charakteristische Zusammenvorkommen von *Mineralien* kleiner und kleinster Mengen und Dimensionen angewandt werden können,

diesen würde sonst eine sie charakterisierende Bezeichnung fehlen *(Meixner)*.

Wenn man bei der Verteilung dieser Spurenelemente in erster Linie solche in spurenhafter Menge vorhandene Elemente in Betracht ziehen will, die nach der Lehre der Kristallchemie in die Gitter als Bestandteile aufgenommen werden können, dann erst solche, die als orientierte Verwachsungen und als Entmischungen gedeutet werden können, wie die beiden Verfasser meinen, so liegt wohl das Hauptgewicht auf dem Worte *können,* denn wie will man diese Bindung *feststellen?* Wieviele Möglichkeiten bei der Erwägung der Art und Weise einer Mineralbildung, besonders in den Alpen, in Betracht zu ziehen sind, darüber sind wir nur zu gut unterrichtet, wir brauchen da kaum noch eine neue Unbekannte. Warum aber sind *Haberlandt* und *Schroll* der Meinung, daß es zwecklos sei, nicht so wie oben ausgeführt gebunden angenommene Spurenelemente, die *nur* als Verunreinigungen zu gelten hätten, analytisch festzustellen? Dies auch dann, wenn man diese Unterscheidungen durchführen könnte, also *feststellen* könnte, was nur Verunreinigung *ist* und nicht nur *sein kann* und was fester gebunden ist? Warum sollten diese Verunreinigungsspurenelemente *nichts* für die Genesis aussagen *können,* wenn es die anderen wohl können sollten? Diese in ihrem Mengenverhältnis oft wenig konstanten Verunreinigungen stammen, wenn sie nicht nachweisbar bzw. wahrscheinlich sekundäre Einlagerungen oder Neubildungen bzw. Umbildungen sind, doch ebenso wie die anderen Spurenelemente aus den die Mineralien bildenden Lösungen der verschiedensten Art oder aus einem präexistierenden Altbestand.

Haberlandt und *Schroll* weisen selbst mit Recht auf eine große Anzahl von Schwierigkeiten bei den Auswertungsversuchen ihrer oder von anderen bestimmten Spurenelementen hin und geben entsprechende Literatur. Ist unsere Kenntnis der Entstehung der Erzlagerstätten in manchen Gebieten der Erde auch heute noch eine recht geringe, wie es besonders in den Ostalpen der Fall ist, so kann die Herkunft der Metalle, die Bildung der Lagerstättenparagenesen usw. in manchen Fällen durch die gesamte sehr komplexe Lagerstättenforschung doch soweit als geklärt gelten, daß sich dort für das Studium der Geochemie dieser Lagerstätten, der Verteilung der Elemente, auch der nur in allergeringsten Mengen vorhandenen, ein Betätigungsfeld bieten dürfte. Die Ostalpen müssen aber davon ausgenommen werden, denn hier fehlen die genannten Voraussetzungen. Dafür liefern gerade die wertvollen Untersuchungen *Schrolls* (Lit. 27) an der Pb-Zn-Lagerstätte der Reviere von Bleiberg-Kreuth ein sehr gutes Beispiel. *Schroll* hat in umfassender Weise die Verteilung der Erze und ihrer Begleiter und ihre Zusammensetzung ein-

schließlich der Spurenelemente untersucht und dann in ausführlicher und klarer Diskussion alle geäußerten Möglichkeiten der Herkunft der Vererzung zusammengetragen und gegeneinander abgewogen. Dennoch ist er selber zu keiner *Erklärung* der Genesis gekommen. Denn in seiner Zusammenfassung ist davon die Rede, daß diese Lagerstätte in ihrer tektonischen Anlage epigenetisch, epi- bis telethermal sei, daß die Vererzung kaum von einem jüngeren magmatischen Vorgang der alpidischen Orogenese, wie man bisher am häufigsten annahm, abzuleiten sei, daß aber die Metalle Pb und Zn ebensogut natürlichen Aufbereitungsvorgängen der alpidischen Orogenese älterer Lagerstätten entstammen könnten, aber auch ebenso gut später epigenetisch hydrothermal umgelagerte ursprüngliche Pb- und Zn-Gehalte der triadischen Sedimentgesteine sein können. Es ist also die Herkunft der Metalle entweder magmatogen-hydrothermal im Sinne *Nigglis* oder sedimentogen. Die eingehende Spurenuntersuchung und das Studium der Geochemie dieser Lagerstätte hat keine Klärung gebracht, und *Schroll* hat sich auf Grund seiner so überaus eingehenden Untersuchungen doch zu keiner Entscheidung entschließen können. Das soll aber alles eher als ein Vorwurf für *Schroll* sein. Es war eben aus den Ergebnissen seiner Untersuchungen kein solcher Schluß möglich. Er ist heute noch unmöglich. Auf Grund meiner langjährigen Erfahrungen an zahlreichen ostalpinen Pb-Zn-Vererzungen, besonders auch in Steiermark, habe ich mich seit längerer Zeit in meinen Vorlesungen und dann in einer Veröffentlichung (Lit. 21) gegen jeden Zusammenhang der Pb-Zn-Lagerstätten der Südalpen mit der Metamorphose von Tauerngesteinen, wie er ziemlich allgemein angenommen wird, ausgesprochen [1]. Ich schließe mich für die Erklärung des Vererzungsmechanismus den Ansichten *H. Hollers* (Lit. 16) an, der diese Vererzungen in der Hauptsache als typische Hohlraumausfüllungen annimmt, und Metasomatose nur als sekundäre Begleiterscheinungen gelten läßt. Daß die Metallführung dieser Lagerstätten auch in den Südalpen ursprünglich aus Sedimenten stammt, ist nach neuesten sehr beachtenswerten Studien an den Vorkommen in den nördlichen Kalkalpen durch *Taupitz* (Lit. 29) u. a. vielleicht doch in Erwägung zu ziehen. Dort sind Erscheinungen festgestellt worden, die kaum viel einfacher erklärt werden können, als daß die Metallführung sedimentogen ist. Die weitere Entwicklung dieser Forschungen wird für die Erklärung der gesamten ostalpinen Vererzung wichtig sein. Da wir somit heute noch kaum etwas anderes als Vermutungen über die Art, wie *diese* Metalle in ihre heutigen Mineralisationen gekommen sind, haben können, würde uns die

[1] Auch gegen *allgemeine* zyklische Anordnung der Lagerstätten in den Ostalpen (Lit. 23).

Kenntnis der Verteilung sogenannter Spurenelemente kaum mehr nützen, da wir auch nicht mehr über die Herkunft der Spurenelemente wissen und damit zu den anderen Unbekannten nur neue hinzufügen würden.

Können also die Untersuchungen der Verteilung der Spurenelemente in den Erzlagerstätten der Ostalpen heute noch kaum Klärung ihrer Entstehung und der Herkunft ihrer Hauptmetalle bringen, so ist dies in noch geringerem Ausmaße bei dem schwierigen Problem der Bildung der Kluftmineralien in den Hohen Tauern der Fall, am allerwenigsten aber für das Problem der Entstehung der granitodioritischen Gesteine im Penninikum. Um so erstaunlicher ist es, daß *Haberlandt* und *Schroll* der Ansicht sind, daß hier, wo die Möglichkeit eines Vergleiches oder die Verwendung eines Testes dermalen wohl ausgeschlossen erscheint, durch Spurenanalyse Klärung gebracht werden könnte. Freilich kommen die beiden Autoren über die Bekanntgabe der Inangriffnahme dahin abzielender Versuche nicht hinaus, es wird lediglich von einem Programm gesprochen, ohne auch nur etwas über die einzuschlagenden Wege bekannt zu geben und über die Gründe, die sie zu solchen Hoffnungen berechtigen. Am erstaunlichsten aber ist es, daß *Haberlandt* und *Schroll* Vorstellungen und Folgerungen von *Angel* (Lit. 1, 2) und *Exner* (Lit. 9) über die Entstehung dieser Gesteine als nicht überzeugend ablehnen. Es handelt sich dabei um Vorstellungen, deren Werden und allmähliches Heranreifen eine lange Geschichte unvoreingenommener, nur auf das einzige Ziel, wenigstens langsam vorwärts zu kommen, abgestellter Bemühungen unserer besten Alpengeologen und Petrologen darstellt, wozu tausende und abertausende Einzelbeobachtungen in zum Teil allerschwierigsten Gebieten und im Mikroskop notwendig waren. Diese Ablehnung als nicht überzeugend [1] erfolgt aber ohne auch nur einen Versuch zu machen, diese Ablehnung auch zu *begründen*. An Stelle solcher Begründungen werden nur Behauptungen gebracht, daß man diese Probleme durch die Untersuchungen der Spurenelementparagenesen, zum Teil in Verbindung mit quantitativen Gesteinsanalysen einer Klärung näher bringen werde. Wie, wo, in welchem Ausmaße im Riesenraum der Hohen Tauern solche Untersuchungen geplant sind bzw. schon in Angriff genommen worden sind, wird nicht mitgeteilt. Eines wird den Kennern der Hohen Tauern klar sein: Testproben an genetisch geklärten Gesteinen bzw. Gesteinskomplexen sind dort kaum zu erstellen. Das zu zeigen ist auch ein Zweck dieser Veröffentlichung.

[1] *Haberlandt* und *Schroll erklären* diese Folgerungen als unbefriedigend, ganz allgemein als nicht überzeugend, denn sie sagen keineswegs, daß *nur sie beide* oder einer von ihnen von diesen Folgerungen nicht überzeugt sind.

Die Schwierigkeiten, die der genetischen Erforschung der sulfidischen Erzlagerstätten in den Ostalpen durch quantitative Feststellung der Spurenelementverteilung gegenüberstehen, sind im Vorstehenden zur Genüge erörtert. Es soll hier daher nur zunächst kurz auf die *Magnesitlagerstätten* eingegangen werden. Auf der ersten Seite der angegebenen Veröffentlichung wird behauptet, daß auch die Spurenanalyse von Magnesiten und Sideriten in Angriff genommen sei, ohne daß im Darauffolgenden etwas anderes vorgebracht wird, als daß spektralanalytische Untersuchungen von *H. Haas* (Lit. 13) unzureichend seien. Ich will hier nicht entscheiden [1]. Wohl aber will ich hier die Frage aufwerfen, was derartige Spurenfeststellungen bezwecken sollen. Wenn es sich dabei um die Geochemie der Magnesitlagerstätten handelt, dann sind solche Untersuchungen sicher sehr wertvoll. Sie wären aber ungeeignet, die Frage, ob Magnesitlagerstätten der Grauwackenzone sedimentär oder metasomatisch gebildet sind, zu behandeln oder gar zu entscheiden. Es ist für diese Frage gleichgültig, ob in Magnesiten eine Spurenvergesellschaftung nachweisbar ist, wie sie Sedimentgesteine zeigen, oder ob dies nicht der Fall ist. Denn auch nach Ansicht der Forscher, die an der metasomatischen Entstehung der Magnesitlagerstätten im Gegensatz zu *Rhon, Llarena, Siegl,* mir u. a. festhalten, waren die paläozoischen Ausgangsgesteine Sedimentgesteine. Spurenelemente, die man vielleicht mit mehr oder weniger Sicherheit Karbonatsedimentgesteinen gesellt, können daher nach beiden Ansichten in Magnesiten vorhanden sein, gleichgültig, ob man die Metasomatose als einen allmählichen Verdrängungsprozeß von Kristallbaustein zu Kristallbaustein, oder als eine gänzliche Zerstörung des Paläosoms und erst nachträglichen Neuabsatz annimmt. Bei beiden Prozessen können die Spurenelemente erhalten geblieben sein, weggeführt oder durch andere ersetzt sein. Aber auch das Fehlen solcher Spurenelemente in Magnesiten könnte nicht als Beweis gegen sedimentäre Entstehung gelten, da wir ja doch die Zusammensetzung paläozoischer Lagunen nicht kennen. Vielleicht könnte einmal darüber etwas ausgesagt werden, wenn wir eine große Anzahl paläozoischer Karbonatsedimentgesteine eingehend untersucht haben würden und irgendeine allgemein gültige Gemeinsamkeit in der Elementverteilung festgestellt haben sollten, oder wenn wir einmal etwas Genaueres darüber wissen sollten, *wie* diese Elemente in die betreffenden Sedimentgesteine hineingekommen sind, ob sie z. B. in marinen Sedimentgesteinen marin oder terrigen sind.

Von „der Vererzung des Tauernfensters“ wird auf Grund einer ausführlichen Arbeit von *Haberlandt* und *Schiener* (Lit. 15) nun von

[1] Diese Untersuchungen beabsichtigten auch gar nicht, eine charakteristische Spurengemeinschaft in Magnesiten zu finden.

Haberlandt und *Schroll* festgestellt, daß sie einem „eigentümlichen alpidischen Entstehungsprozeß" zuzuordnen ist, und daß dort eine besondere Spurenvergesellschaftung festgestellt werden konnte. Diese den Hohen Tauern eigentümliche Mineralvergesellschaftung hat schon vor langer Zeit *Weinschenk* (Lit. 31), der nichts vom Tauernfenster und Spurenelementen wissen konnte, völlig klar und eindeutig festgestellt, worauf ich zu wiederholten Malen hingewiesen habe (Lit. 19, S. 308). *Haberlandts* und *Schrolls* diesbezügliche Feststellung ist daher überflüssig, denn zu dieser Feststellung bedurfte es nicht der Spurenanalyse. Die sehr eingehenden und wertvollen Untersuchungen von *Haberlandt* und *Schiener* haben ihren Wert für die Kenntnis der Verteilung der Spurenelemente im allgemeinen und im besonderen für das alpine Orogen, aber irgendwelche neue Schlüsse für die *Bildung der Kluftminerale* sind daraus kaum zu ziehen. Sie wurden damals auch von *Haberlandt* und *Schiener* gar nicht versucht, denn sie sagen selbst in ihrer Zusammenfassung am Schlusse ihrer großen Arbeit, daß noch jahrelange systematische Arbeit erforderlich sei, um für gewisse Probleme (womit wohl genetische gemeint sein werden) eine Klärung zu bringen und daß ihr Beitrag nur als Anfang gewertet werden könne. *Haberlandt* und *Schroll* fordern selbst zu wiederholten Malen größtmögliche Vorsicht bei der Auswertung von Spurenvergesellschaftungen, sie sind sich bewußt, daß sich über den eigentlichen (sie sagen letzten) Ursprung der Spurenelemente bei der Komplexheit der Entstehungsbedingungen der Kluftmineralien nichts Endgültiges aussagen läßt, und daß dazu das gesamte Rüstzeug mineralogisch-geochemischer und petrologisch-geologischer Forschungsmethoden gehöre. Das wird jedermann, der die Tauern kennt, bestätigen müssen, denn damit ist wenig erzielt, wenn ausgesagt wird, daß z. B. die Tatsache des Vorkommens von zweiwertigem Ytterbium in rosa Kluftfluoriten ein „eigentümliches [1] Licht" auf die Genese dieser alpinen Kluftminerale werfe. Ebenso wird man dem Satze zustimmen können, daß die Frage nach dem Zusammenhang der Bildung von Erzgängen mit der alpinen Mineralisation wichtig sei. Hier ist es den beiden Verfassern entgangen, daß ich schon 1942 (Lit. 19, S. 324) in Sperrdruck gesagt habe: „Granitisation (darunter ist Granitodioritbildung jeglicher Art mit Ausschluß von Differentiation zu verstehen), Arteritisierung, Aquamarin- und Smaragdbildung, Kluftmineralbildung, weiter reichende oder näher liegende Vererzungen größeren Ausmaßes sind ein Nacheinander, sind aufeinanderfolgende, aber zusammenhängende Teilgeschehen eines und desselben Naturvorgan-

[1] Über die Eigentümlichkeit dieses Lichtes wird allerdings nichts weiter berichtet.

ges." Es ist sehr wertvoll, daß *E. Clar* (Lit. 6, S. 125) in überzeugender Weise, völlig unabhängig von mir, ohne meine Ausführungen zu kennen, zu ganz denselben Ergebnissen gekommen ist und diese Reihenfolge noch durch geologische und geotektonische Vorstellungen untermauert hat. Wenn von *Haberlandt* und *Schroll* hervorgehoben wird, daß *Schroll* (unpubliziert) die Ähnlichkeit der Spurenvergesellschaftung der Blei-Zinkerze aus einer Mineralkluft des Grimselgranites (Granitgneis) mit den Bleiglanzen und Blenden der Au-Lagerstätten der Hohen Tauern nachgewiesen hat und daran die Ansicht geknüpft wird, daß sich im varistischen Autochthongebirge der W-Alpen und im Granitgneis des penninischen Tauernfensters ähnliche Vorgänge in der Tiefe abgespielt haben müssen, die „zur Entstehung dieser Erze auch die Spurenelemente geliefert" hätten, so wird vollkommen bewußt die gleiche Spurenvergesellschaftung alpidischer und varistischer Mineralisationen angenommen. Oder sind *Haberlandt* und *Schroll* der Meinung, daß die Grimselmineralisation ebenso erst alpidisch erfolgte, wie die Bildung der Golderze der Hohen Tauern? Beide Ansichten wären keineswegs abwegig, sie zu entscheiden, bleibt aber wohl der Zusammenarbeit mit den Schweizer Geologen und Petrologen überlassen. Durch Vergleichen der Spurenelemente kann also, wie diese Untersuchungen eindeutig zeigen, die Altersfrage nicht entschieden werden, da *Haberlandt* und *Schroll* aus dieser Übereinstimmung der Spurenelemente keinerlei Schlüsse nach dieser Richtung hin gezogen haben, denn daß sich die Vorgänge in der Tiefe bei der alpidischen und bei der varistischen Orogenese in ähnlicher Weise abgespielt haben können, ist längst bekannt, ich selbst habe erst kürzlich darauf hingewiesen (Lit. 21, S. 237). Die Frage, ob die Spurenelemente zur Klärung der Bildung der Kluftmineralien beitragen können, habe ich schon früher beantwortet (Lit. 20). *Haberlandt* und *Schroll* haben meine diesbezüglichen ablehnenden Ausführungen auch wortgetreu zitiert, ohne sich dagegen zu wenden. Bildung und Herkunft der Bestandteile der Kluftmineralien sind heute noch immer kein völlig gelöstes Problem. Daß aber an ihrer Bildung Tiefenzufuhr, Auslaugung tiefer und näher gelegener Gesteine, also vadose und juvenile Anteile beteiligt sein werden, nehmen, wenn auch in verschiedenem Ausmaße, die Anhänger der Ansichten *Weinschenks*, ebenso wie die *Königsbergers*, an. Die ersteren glauben an größeren Anteil aus der Tiefe, die anderen weisen der Lateralsekretion größere Bedeutung zu. Diesen Standpunkt hat auch soeben *Parker* (Lit. 25, S. 4) wieder vertreten. Da das Auslaugungsgebiet keinesfalls nur in der nächsten Umgebung gesucht werden kann, so wären zur Entscheidung, ob die Spurenelemente für eine dieser Ansichten sprächen, eine so große Anzahl von

Untersuchungen nötig, daß sie nur schwer verwirklicht werden könnten, da die lateralen Grenzen unbestimmbar sind. Aber selbst wenn eine solche Zahl von Untersuchungen durchführbar wäre, so ist es unmöglich, die tiefer unter unserem heutigen Tagesschnitt gelegenen Partien der Gesteinskomplexe zu erfassen, Gesteine, die sich jeder petrologischen und chemischen Untersuchung entziehen, den Lösungen aber, ob sie nun juvenil oder vados oder Mischungen beider Zonen gewesen sind, zugänglich waren. Schon vor Jahren habe ich (Lit. 19, S. 327) darauf hingewiesen, daß auch z. B. die Gasteiner Quellen als Mischwässer zu erklären sind, was wohl auch *Stini* in seiner neuesten Studie annimmt (Lit. 28). Dabei handelt es sich wohl um einen sehr großen vadosen und einen sehr kleinen juvenilen Anteil. So ist der genetische Zusammenhang der Granitisation, also der letzten alpidischen Ausprägung eines heute in seiner Größe noch unbekannten Anteiles der Tauerngneise, über Mineralbildung mancherlei Art, im Sinne von *Clar* und mir (Vgl. S. 309), bis zu den letzten schwachen Ausstrahlungen dieser Vorgänge, den Gasteiner Thermen, gewahrt. Es gibt also ein großes *Vielerlei der Möglichkeiten* woher die nur in Spuren vorhandenen Bestandteile dieser Mineralisationen gekommen sein können. Ich bin daher wohl berechtigt, meine Ansicht über die Bedeutung von Spurenanalysen für die Klärung der Entstehung der Kluftmineralien in den Tauern zumindest für diese Zeit noch aufrecht zu erhalten.

Die Erwägung der Bildungsmöglichkeiten dieser Mineralien führen uns aber nun in das Hauptproblem hinein, *den Vorstellungen über die Entstehung der verschiedenen Arten der Zentralgranitodioritgneisgesteine,* heute wohl eines der vordringlichsten geologisch-petrologischen Probleme der Hohen Tauern, das eine solche Fülle ungelöster Fragen vereint, zu deren Klärung heute noch eine größere Zahl von Grundlagen fehlt, so daß eine Lösung in weite Ferne gerückt ist. Niemand, mag er auch noch so energisch für eine bestimmte Entstehungsart, Alter usw. dieser Gesteine eingetreten sein, darf annehmen, daß seine Erklärungsweise für das gesamte Gebiet der Hohen Tauern allgemeine Gültigkeit haben könne. Das geht auf das klarste daraus hervor, daß ja bis heute nur ein kleiner Teil dieser Gesteine vom Katschberg bis zur Brennerfurche näher untersucht ist. Bevor nicht in diesem großen Gebiete die feldgeologischen Arbeiten so weit gediehen sind, daß wir geeignetes geologisches Kartenmaterial zur Verfügung haben, die Gesteinsverteilung kennen, ist überhaupt nicht an eine Lösung zu denken. Die Ursache dieses Fehlens liegt in den gerade für Arbeiten in diesem Gebiet sehr ungünstigen Zeitverhältnissen, denn von ihrer Notwendigkeit sind alle, die es angeht, überzeugt. Ich glaube diese Ursachen müssen einmal nicht nur fest-

gestellt, sondern auch bei allen in Aussicht genommenen Untersuchungen berücksichtigt werden. Ich weiß, daß die Leitung der geologischen B. A. das *vollste Verständnis* für diese Lage hat und *alles tut*, um hier weiterzukommen. Bis zur Vollendung dieser Arbeiten kann nur in sorgfältigster Detailarbeit Stück für Stück zusammengetragen werden und für das große Ganze unverbindliche Schlüsse aus dem Gefundenen gezogen werden, wie es denn auch von einer Reihe namhafter Forscher geschieht. Ich will hier keine Geschichte der Tauernerforschung geben, aber das Wichtigste hervorheben.

Die Meinung, daß alle Tauerngneise alt (voralpidisch, varistisch, oder noch älter) seien, wurde zuerst von *Weinschenk* (Lit. 32) abgelehnt, der seiner Zeit in genetischen Überlegungen, als einer der größten Alpengeologen aller Zeiten, weit voraus war, dessen Ansichten auch heute noch weitgehende Gültigkeit haben: Nach ihm handelt es sich zum großen Teil um tertiäre (alpidische) Intrusionen, deren Erstarrung mehr oder weniger unter den Bedingungen der Piezokristallisation erfolgte, wobei es auch zur Bildung epizonaler Orthogneise kam und Mischgesteine gebildet wurden. *Es muß einmal ganz ausdrücklich gesagt sein, daß der Schritt von der alten Ansicht allgemein varistischen Alters zu Weinschenks Vorstellungen ein weit größerer ist, als der von Weinschenk bis zu unseren heutigen Ansichten.* Auch *Becke* (Lit. 3) nahm Intrusionen an, drückte sich aber sehr vorsichtig aus und enthielt sich jeder Alterspräzisierung. Seine nachgewiesenen Stoffwanderungen aber bilden auch heute noch die Grundlage unserer Vorstellungen von der Tauernkristallisation. Er dachte schon damals (Lit. 4, S. 36) an die Möglichkeit späterer (also alpidischer) Mobilisationen, denn er sprach von der Möglichkeit eines neuerlichen reaktionsfähigen Zustandes. An eine solche Wiederaufwärmung — Remobilisierung — hatte schon früher *Sander* (Lit. 26) gedacht, der als erster für das Gebiet unserer Alpen den Begriff der Granitisation gebrauchte. Er kam auch zu der Vorstellung, daß ein Teil der granitischen Gesteine der Hohen Tauern den jungen Gesteinen der Periadriatika gleichzusetzen wären, die aber dann ihrer Lage nach inmitten der Zentralalpen (Nordalpen) eine andere Art der Ausprägung erfahren haben mußten. Ich selbst habe später (Lit. 22, S. 295 u. 310) diesen Zusammenhang betont, nachdem *Kölbl* (Lit. 18) eine Mehrphasigkeit der Bildung von Granitgneisen im Habachtal feststellen konnte, und mit *Angel, Heritsch* und mir für solche Gesteine alpidische Ausprägung angenommen hatte. Dieser Zusammenhang wird heute von vielen Fachgenossen für möglich gehalten. Später beschrieben *Angel* und *Staber* (Lit. 1) Mischgesteine und aplitische Durchäderungen im Hochalm-Ankogel-Gebiete, die

Kölbl und ich in bedeutender Erstreckung im Habachtal (*Kölbls* Injektionszone) fanden. *Kölbl* hatte auf der Wildalm am Hange des Untersulzbachkammes gegen das Salzachtal Granitisierung von phyllitischen Gesteinen (Durchäderung, Kalifeldspatsprossung) festgestellt, die *Cornelius* (Lit. 7, S. 557) und ich (Lit. 24, S. 365) bestätigen konnten, von denen *Exner* mir sagte, daß man sie nicht anders auffassen könnte, wenn sie auch *Frasl* (Lit. 10) heute etwas anders deutet. Alles das kann man als die Anfänge, aber doch auch als *Grundlage der neueren Auffassung von der Bildung vieler Tauerngranitodioritgneise* ansehen. Alle diese Forschungen beziehen sich nur auf einen verhältnismäßig kleinen Bruchteil der Tauerngneise, da sie sich dermalen nur auf einen Teil der östlichen Hohen Tauern, Teile des Habachtales und des Tauernwestendes beziehen, wobei man nur noch die Untersuchungen *Christas* (Lit. 5) im Zemmgrund der Zillertaler mit in Betracht ziehen kann.

Mit diesen Vorstellungen ist nur die von mir immer wieder betonte Erkenntnis, daß diese Gesteine keine Differentiationsprodukte basischer Schmelzen sein können, vereinbar, weil es bei einem solchen Vorgang zur Bildung enormer, die der sauren Gesteine um ein Vielfaches an Menge übertreffender basischer Gesteine hätte kommen müssen, die nicht alle wegen ihrer Schwere in die Tiefe abgesunken angenommen werden können. Aufschmelzungen älterer, vielleicht varistischer Gesteine in der Tiefe sind weit wahrscheinlicher. Die mutmaßliche Art der Platznahme während der Orogenese im Sinne der vier Phasen von *Stille* spricht dafür, daß durch Granitisation im weitesten Sinne des Wortes, in tieferen Zonen, zum Teil aber doch in Höhen unseres heutigen Tagesschnittes, in denen es die Temperaturverhältnisse zuließen, verschiedenartige vorgebildete Gesteine, darunter auch alte Granite, in neugebildete granitische Gesteine umgewandelt worden sind. Dabei muß der Begriff Granitisation in dem Sinne gefaßt werden: „Granitisierung ist alles das, wodurch aus Gesteinen der verschiedensten Art solche entstanden sind, die ihrer Zusammensetzung nach granitisch sind.“ Zu diesen Vorgängen gehören Auf-, Ein-, Ausschmelzungen und auch die Ichorese, wobei der Ichor verschieden zusammengesetzt gewesen sein kann, für unser Gebiet wohl vor allem aplitischer Zusammensetzung war, ohne daß wir über den Charakter dieser Substrate, ob es sich mehr um Silikatschmelzen oder schon mehr um wäßrige Lösungen gehandelt haben mag, noch über ihre Zusammensetzung und Herkunft ganz präzise Angaben machen können. Wenn *Exner* (Lit. 9) für sein Arbeitsgebiet an venitische Ausschmelzungen in der Tiefe denkt, so kann man ihm ohne weiteres beipflichten, wenn man sich auch in anderen Gebieten

(z. B. im zentralen Venedigergebiet) andere Entstehungsarten denken könnte [1].

Auch *Cornelius,* der einzige Alpengeologe Österreichs, der nach *Spitz*, dem uns allzufrüh entrissenen, großzügig in den Ost- und in den Westalpen gearbeitet hat, nahm in seiner letzten Veröffentlichung, die er noch erleben durfte (Lit. 7), zumindest einen Teil der Zentralgranitodioritgesteine des Großvenedigers als jüngere Ausbildungen an, die er in die Zwischenzeiten zwischen die hochorogenen Phasen verlegte. Er hat den Primärkontakt auf der Wildalm (vgl. S. 313) bestätigt und daraus die weitgehende Folgerung gezogen, daß man vor der Wahl stehe, das Tauernfenster nicht anzuerkennen, oder anzunehmen, daß die Venedigermasse in ihrer heutigen petrologischen Ausprägung jünger sein müsse als die Hauptüberschiebung der ostalpinen Decken über das Fenster. Durch all dies ist aber nicht gesagt, daß die Gesamtheit aller derjenigen Gesteine, die wir als Zentralgneise bezeichnet haben, gleichzeitige Bildungen seien, wie *Cornelius* ausdrücklich für die Masse der Granatspitze und des Großvenedigers hervorhob. *Cornelius* meint, daß es nach seiner Erfahrung und den Beschreibungen von *Bianchi* und *Dal Piaz* in deren Arbeitsgebieten nicht viel anders gewesen sein dürfte, und daß der Versuch einer altersmäßigen Trennung nicht viel Aussicht auf Erfolg habe. Ich möchte hinzufügen: auch nicht auf Grund unserer heutigen Kenntnisse. *Cornelius* hat in seiner Veröffentlichung überzeugende Argumente dafür gebracht, daß man die Bildung alpidischer synorogener Schmelzen in den Faltenwulst selbst verlegen muß, was neuerdings auch *Clar* (Lit. 6 a) angenommen hat.

Am eingehendsten haben sich bis heute auf Grund großzügiger und langjähriger feldgeologischer und petrologischer Arbeiten *Angel* und *Staber* (Lit. 2) im Gebiet der Hochalmspitze-Ankogelmasse und gleichzeitig *Exner* (Lit. 9) besonders im Rathausberg-Sieglitz-Gebiet und am Ostende der Hohen Tauern beschäftigt. Der letztere hat eine stattliche Anzahl bis ins kleinste ausgearbeiteter petrographischer Untersuchungen veröffentlicht (in Lit. 9 zusammengestellt).

Angel und *Staber* (Lit. 2) nahmen die Menge der Glieder ihres granitischen Gesteinsstammes mit 40% der im heutigen Tagesschnitte sichtbaren Gesteinsmasse des Gebietes ihrer Ankogel-Hochalmspitze-Karte an und weisen den Migmatiten dieselbe Menge zu. Für die gesamte Tauernkristallisation nehmen sie Temperaturen an, die 500° niemals überstiegen haben. Alle diese magmatogenen Gesteine ge-

[1] Es ist bezeichnend für die allgemeine Einbürgerung von theoretischen Vorstellungen, daß man heute den Erzlösungen nicht mehr ihre Unbekannten vorwirft, diese aber den angenommenen ichoretischen Lösungen verübelt, obwohl man von beiden nur ihre mineralischen Erzeugnisse untersuchen kann.

hören nach ihnen der ersten Stresszonenstufe an, alle granitischen Gesteine und Migmatite gehören in die Grünstein- (Prasinit) und Epidotamphibolitfazies. In den migmatisch entstandenen Gesteinen fanden sie fast alle Altbestände wieder, die sie auch altersmäßig zu gliedern versuchten. Keinem der Gesteine der Tauerngneis-Abarten in ihrem Aufnahmsbereich wird ausdrücklich varistisches Alter gegeben. Nach den beiden Forschern erfaßte die alpidische Orogenese einen Teil des Paläozoikums bzw. Mesozoikums noch in sedimentärem Zustand. Zur mechanischen und chemischen Reaktion gehöre nicht nur die Umkristallisation, sowohl unter Stoffwechsel, wie auch mit Stoffwechselerscheinungen, sondern auch die Magmatogenese [1] der auch in der Karte getrennt ausgeschiedenen hellen granitischen Massen der höheren und tieferen Stockwerke, die zusammen einen großen Teil des Gebietes bilden. Wird in diesen Darlegungen — wohl mit Absicht — der Ausdruck Granitisation nicht gebraucht, so sind doch Ausdrücke wie: Einführung aplitgranitischer Massen, Ichor und ichoretische Addition, überhaupt der Migmatitbegriff, wie er hier gebraucht ist, die Anwendung der entsprechenden Terminologie, wie Nebulite, granitoider Restsaft, völlig eindeutig, ebenso die hohe Anerkennung und die oft hervorgehobene Beeinflussung durch die großangelegten Arbeiten *Exners* und ihrer Ergebnisse. *Angel* und *Stabers* bisher nur in gedrängter Form veröffentlichten Forschungsergebnisse vieler Jahre suchen wohl keinen Abschluß, aber sie sind eine *erstmalige Zusammenfassung eines größeren Gebietes,* wenn man will der Versuch einer Darstellung eines solchen Gebietes, an dessen Aufbau die Zentralgranitodioritgesteine in sehr bedeutendem Ausmaße beteiligt sind.

Exners Arbeiten (in Lit. 9 u. 20 angegeben) sind noch keineswegs zu einer solchen Zusammenfassung gediehen [2]. Sie gehen aber noch tiefer in das Detail und sind an manchen Stellen ein wohlgefügtes Mosaik bis ins kleinste durchgearbeiteter Bausteine, wie wir sie in den Hohen Tauern bisher nur im Glocknergebiet durch *Cornelius* und *Clar* (Lit. 8) haben. In vieler Hinsicht decken sich die bisher vorliegenden Ergebnisse und die daraus entwickelten Anschauungen von *Exner* und *Angel-Staber* zumindest in qualitativer Hinsicht. Das kann man aus *Exners* schöner Übersicht alles dessen, was in den östlichen Hohen Tauern bisher zum Zentralgneisproblem geleistet wor-

[1] Die Verwendung des Begriffes Magmatogenese ist bei *Angel* insoferne eingeschränkt, als keine *bewegliche* Schmelzen angenommen werden, er spricht von „nassen Magmen".

[2] *Exners* Arbeitsgebiet ist größer und umfaßt die feldgeologische Bearbeitung des Kartenblattes Hofgastein. Nach dessen Fertigstellung wird wohl eine zusammenfassende Darstellung gegeben werden.

den ist, entnehmen. Daraus geht eindeutig hervor, was bisher versucht worden ist, wie man vorgehen muß, um dieses Problem zu fördern, was erreicht worden ist, aber ebenso klar geht daraus hervor, wie verhältnismäßig wenig das gegenüber dem Riesenkomplex der gesamten Tauerngneise ist. Um so schöner ist es, wenn *Exner* am Schluß seiner Übersicht der Hoffnung Ausdruck verleiht, daß man vielleicht doch die Ansicht *Kobers* vom varistischen Intrusionsgranit mit *Angels* alpidischem Migmagranit irgendwie vereinen können wird, was ich schon einmal angedeutet (Lit. 19, S. 279) hatte. Aber trotzdem ist sich *Exner* bewußt, daß dies kaum jemals *vollständig* gelingen dürfte, und daß des ersten Tauernforschers, der eingehende Einzeluntersuchungen am Tauernwestende durchgeführt hat, daß *Sanders* Ausspruch von 1921 (Lit. 26) zu Recht bestünde, daß diese Trennung der älteren kristallinen Massen von den jüngeren Tauerngneisen nach der gemeinsam durchlebten Tauernkristallisation und Deformation eine vielleicht unlösbare Aufgabe sei. *Angel* stimmt *Exners* Annahme zweier metamorpher Vorgänge während der alpidischen Orogenese, Metamorphose ohne größere Konzentrationsänderungen und magmatoide-ichoretische Einwirkung zu. *Exner* nimmt ichoretische Durchtränkung größeren Ausmaßes durch venitischen Ichor an und ebenso wie *Angel* keine eigentliche Aufschmelzungsgranitisation. Ich selber denke für das zentrale Venedigergebiet aber doch an solche Aufschmelzungen größeren Ausmaßes. *Exner* stimmt mit *Angel* auch darin überein, daß es in dem von beiden untersuchten Gebiet der Hohen Tauern während der alpidischen Orogenese nirgends zu höheren Temperaturen und zu Magmaströmen gekommen sei, daß es in ihrem Gebiete, im Gegensatz zur Annahme von *Sander* im Tauernwestende, von *Cornelius* und mir im Venedigergebiet nicht zu Aufschmelzungen nach Art der Periadriatika gekommen sei, daß vielmehr nur eine Art von Regeneration in den östlichen Hohen Tauern vorläge. *Exner* gibt eine mögliche Altersgliederung, nach der die varistische Orogenese durch mächtige Granitintrusionen gekennzeichnet sei, die alpidische Tauernkristallisation in den tieferen Stockwerken durch Remobilisierung von aplitischem Ichor und lokale Petroblastese und metasomatische Granitisation, wobei stellenweise durch Kalifeldspatisation Riesenaugengneise entstanden sein können, in den höheren Stockwerken durch Bildung von Blastomyloniten und Alkalimetasomatose. Keinesfalls darf außer acht gelassen werden, daß *Exner* für seine Ansichten zahlreiche Belege durch Feldbeobachtungen, Gesteinsabbildungen und durch eingehendste Dünnschliffuntersuchungen bringt [1].

[1] An dieser Stelle möchte ich hervorheben, in wievielen eingehenden Diskussionen, früher zwischen *Cornelius* und mir, dann zwischen *Exner* und mir,

Wenn man das hier Vorgebrachte als die Zusammenfassung imponierender Arbeiten aus dem Tauern-Osten zumindest als aussichtsreiche Arbeitshypothesen gelten lassen muß [1], die als durchaus solid fundiert auch allgemeine Anerkennung gefunden haben, so steht es im zentralen Teil und weiter noch gegen Westen nicht so günstig. Ich habe immer wieder auf die Wichtigkeit der Untersuchung der Kulmination des Großvenedigers hingewiesen und die Meinung vertreten, daß von hier, wo die tiefsten Einheiten aufgeschlossen sind, die Tauernforschung hätte ausgehen sollen. Ich habe begonnen, die Gesteinsverteilung im N und S des Großvenedigers im Zusammenhang mit den Mineralisationen zu studieren, und wollte zunächst eine zusammenfassende Arbeit über die Mineralien dieses Gebietes schreiben, die von den Fundpunkten besonders berichten sollte. Durch die Ereignisse von 1938 für lange Jahre zur Untätigkeit gezwungen und dann berguntüchtig geworden, muß ich nun jüngeren diese Arbeit überlassen. Die Erinnerungen an diese Vorarbeiten und manche Diskussion mit *Cornelius* zeitigten aber Vorstellungen über die Gesteinsverbände in diesen Gebieten, deren Ergebnisse ich, allerdings nur mit Vorbehalt späterer Korrekturen durch Jüngere und Berufene, verwenden kann. Ich kam damals zum Schluß, daß im Gegensatz zu den Gesteinen der drei großen Lappen Zentralgranitgneis im N, den Migmatiten etwa im Tauernhauptkamm der Umgebung der Thüringer Hütte bis zum grünen Habachkopf, soweit damals die noch mächtigere Firnbedeckung Beobachtungen zuließ, die Tauerngneise weiter gegen W und SW einheitlicher werden, stellenweise auch mehr granitischen, besonders aber tonalitischen Charakter zeigen. Dieser Zustand scheint bis in die Kulmination des Großvenedigers selbst anzuhalten und noch weiter gegen W zu reichen, so daß ich für dieses Gebiet zu der Vorstellung kam, daß wir es hier mit echten Aufschmelzungen, also palingenen Granit(gneis)en zu tun haben, die weiter im O vielleicht nur noch im Granatspitzmassiv, aber in anderer — nach *Cornelius* älterer — Ausprägung und Umprägung auftreten. *Cornelius* hat die Meinung vertreten, daß die Gesteine des zentralen Großvenedigers jünger seien als die der Granatspitze, sich aber eine endgültige Stellungnahme vorbehalten (Lit. 7), zu der auch er dann nicht

alle diese Verhältnisse besprochen wurden, und wie oft wir, keinesfalls immer einig, zu dem Ergebnis gekommen sind, wie wenig wir eigentlich von allen diesen Dingen *wissen*. Beiden Freunden, dem leider schon abgeschiedenen und dem heute schaffenden, fühle ich mich verpflichtet.

[1] Vgl. meine während des Druckes erschienene Veröffentlichung: Sind die Ergebnisse geologischer und petrologischer Forschungen in den Ostalpen unvereinbar? Jahrb. d. geol. B.-A. Wien, 1955.

mehr kam. Man könnte, so schien es mir damals, gerade bei diesen Gesteinen in ernste, durch nähere Untersuchungen im Gelände und u. d. M. zu bestätigende Erwägung ziehen, daß es sich hier um echte Schmelzgesteine einer Ausprägung in etwas größerer Tiefe handeln könnte, um granitische und tonalitische unter Druck, zum Teil im Sinne von *Weinschenks* Piezokristallisation geformte Gesteine. Ich möchte hiezu doch auch Tiefe und Fazies der Gabbroamphibolitfazies annehmen, also echten, wenn auch durchaus migmatischen anatektischen Schmelzfluß, nicht nur epizonale ichoretische Regeneration. Ob und in welchem Ausmaße in diesem großen Körper varistische Anteile enthalten sind, kann ich nicht entscheiden. Ich fand dort auch kaum sichtbar parallelgefügte Tonalite, die denen der Rieserferner (etwa im Reinwaldkern) völlig gleichen. Diese Übereinstimmung könnte auch an Altersgleichheit (Zeitgleichheit) mit den periadriatischen Gesteinen in *Sanders* Sinn denken lassen [1].

Bei dieser Gelegenheit möchte ich darauf aufmerksam machen, daß ich schon früher (Lit. 21, S. 232) dafür eingetreten bin, nicht unbedingt alle Glieder der Tauerngneise, an denen man mehrere Zustände bzw. Polymetamorphose nachweisen kann, als zuerst varistisch entstanden und dann alpidisch umgeprägt, regeneriert, anzunehmen. Zunächst haben wir keinen Beweis dafür, daß die weiträumigere varistische Orogenese in einer anderen Tiefenstufe ihre Gesteine synorogen im Sinne *Stilles* bildete oder formte, daß sich die varistischen Gesteine im Ostalpenraum in ihrer Gesamtheit anders formten als die alpidischen. Wir nehmen das eben nur an, weil die Mengen varistischer Granitodioritgesteine in anderen Gebieten sehr groß sind, die zum Teil in der unteren Tiefenstufe *Beckes*, in der Kata- und Mesozone *Grubenmanns* ausgeprägt worden sind. Nur diese sind heute noch erhalten geblieben. Es fehlt aber jede Begründung dafür, daß dieser Vorgang prinzipiell anders verlaufen sei als bei der alpidischen Orogenese, vielmehr ist die Annahme wohl gerechtfertigt, daß im Alpenraum all die Bildungsprozesse, die wir im Gefolge der alpidischen Orogenese annehmen können, auch in der varistischen stattgefunden haben. Es wird sich auch beim varistischen sialischen Plutonismus kaum der Hauptsache nach um Differentiationen simatischer Schmelzen großen Umfangs gehandelt haben. Wir wissen aber auch, daß die große Zeitspanne der Vorgänge der alpidischen Orogenese mehrere Phasen stärkerer Wirkung zusammenfaßt, zwischen denen ruhigere

[1] Auch *Günthert* hat im Maggialappen meso- bis schwachkatathermale Umkristallisation und Granitisierung angenommen (Lit. 12, S. 146 u. 118).

Zwischenzeiträume liegen. *Cornelius* (Lit. 7) hat mit Recht gerade die Bildung und Umbildung, die unter Einwirkung von Schmelzlösungen vor sich gegangen sein mußten, nicht in Hochorogenstadien, sondern mehr in die für das Auf- und Eindringen solcher Lösungen und Schmelzen günstigeren Zwischenphasen, wenn auch in unmittelbarer Gefolgschaft hochorogener Stadien, verlegt. Von diesen Phasen waren, wie wir annehmen können, besonders die vorgosauische und die laramische die wirksamsten. Ein unmittelbar nach der vorgosauischen Hochorogenphase gebildetes oder umgeformtes Gestein kann in der laramischen Phase mechanisch oder unter Stoffzufuhr usw. umgeformt bzw. regeneriert worden sein [1]. Für unsere Beobachtungen kann man auf eine Zweiphasigkeit der Bildung nur durch die Feststellung von Metamorphose bzw. Polymetamorphose schließen. Wir haben aber kein Mittel zu entscheiden, ob die erste Ausprägung varistisch oder alpidisch-vorgosauisch sei, selbst dann nicht, wenn noch völlig eindeutig festzustellende Relikte einer älteren Kristallisation stofflich oder im Gefüge nachzuweisen sind. Nur aus der Mineralführung können wir vielleicht ab und zu mit größerer Wahrscheinlichkeit die erste Ausbildung einer größeren Tiefenstufe zuweisen. Wir sind daher auch nicht *ohne weiteres* berechtigt, Gesteine, die keine nennenswerte Umformung aufweisen, aber Merkmale einer Ausprägung in größerer Tiefe besitzen, die allerdings selten völlig eindeutig sein dürften, der varistischen Orogenese zuzuweisen. Sie können ebensogut in ihrer Gesamtheit alpidisch geprägt sein, die einen haben in einer späteren Phase Umprägung erfahren, die zweiten nicht. Darum halte ich es für verfrüht, den gesamten Gesteinen der alpidischen Orogenese nur eine Fazies, die sogenannte Tauernfazies der oberen Tiefenzone zuzuweisen. Daß die Bestimmung der Spurenelemente hier Klärung des Alters bringen könnte, ist wohl recht fraglich, da *Haberlandt* und *Schroll* selbst eine Untersuchung von *Rankama* anführen, die nur ganz geringe Verschiedenheiten in nachweisbaren älteren und jüngeren Graniten ergeben hat.

Haberlandt und *Schroll* halten nun *Angels* und *Stabers* Deutungen ihrer Arbeiten und auch *Exners* Folgerungen über die Entstehung bestimmter Augengneise durch Granitisation „zum Teil aus ursprünglichen Sedimentgesteinen oder Sedimentgneisen“ [2] nicht

[1] *Cornelius* hat auch angenommen, daß z. B. ein im Gefolge der vorgosauischen Phase gebildeter Tauerngneis in der laramischen tektonisch verformt sein kann.

[2] Ist Sedimentgneis kein ursprüngliches Sedimentgestein? Warum heißt er denn dann so?

für überzeugend und vertreten die Ansicht, daß diese Probleme erst durch eine bereits im Gange befindliche Gemeinschaftsarbeit, in der Gesamtanalysen und Spurenelementanalysen von Tauerngneisen ausgeführt werden sollen, eine Klärung erfahren könnten. Zunächst muß hervorgehoben werden, daß hier durch *eine einzige Arbeit* das Problem des Riesenkomplexes der sogenannten Zentralgneise geklärt werden will. Dann muß festgestellt werden, daß *Exner* in der von *Haberlandt* und *Schroll* zitierten Arbeit die Augengneise nur als ein markantes *Beispiel* ichoretisch granitisierter Gesteine seines Arbeitsgebietes der östlichen Hohen Tauern angeführt hat, so daß neben den Vorstellungen von *Angel* und *Staber* auch die *Exners* hier als nicht überzeugend abgelehnt werden. Da aber nun diese genannten Arbeiten auf heute ganz allgemein verbreiteten Vorstellungen beruhen, die *keinesfalls auf unser ostalpines Orogen beschränkt* sind, so sind damit alle diese Anschauungen gleichfalls als nicht überzeugend abgelehnt. Ich möchte da durchaus nicht an die sogenannten Extremisten denken, deren Anschauungen heute wohl noch kaum auf das alpine Orogen angewendet werden können, sondern an die Bearbeitungen anderer Orogene, insbesondere aber an heute allgemein anerkannte Vorstellungen wie die *E. Wegmanns*, auf die ich wohl nicht eigens zu verweisen brauche. Im speziellen will ich mich hier aber nur auf die Alpen beschränken, dabei auf viele neuere Arbeiten der Schweizer Geologen und Petrologen, z. B. auf die *Wenks* und solche seiner und *Reinhardts* Schule hinweisen, als eine der neuesten auf die überaus gründliche große Arbeit *Güntherts* (Lit. 12, z. B. S. 110 ff. und 121) über den Maggialappen, um nur eine Arbeit besonders zu zitieren. In den Ostalpen möchte ich noch der Arbeiten von *Clar* (Lit. 6 u. 6 a) und derer von *Metz* und seiner Schule gedenken. Sie stehen genau so wie *Angel* und *Staber* und wie *Exner* auf dem Standpunkt, daß alle ihre ausgedehnten modernsten petrologischen Untersuchungen dafür sprechen, daß größere oder kleinere Anteile der Gesteine ihrer Arbeitsgebiete durch Granitisation, darunter auch durch Vorgänge wie sie *Exner* angenommen hat, entstanden sind. Ihre Ergebnisse sind daher gleichfalls von *Haberlandt* und *Schroll* abgelehnt. Freilich hat keiner von ihnen, auch nicht *Exner*, irgendwo die Ansicht ausgesprochen, daß *nur* Sedimentgesteine das Paläosom solcher Bildungen waren, sondern daß in diesem Paläosom auch sedimentogene Gesteine in verschiedenen Mengenverhältnissen vorhanden waren, stellenweise auch die Vormacht hatten, wie in Bereichen der sogenannten oberen Schieferhülle der Tauerngneise. Dies kann wohl auch für die ichoretisch granitisierten Gesteine des Paselstollens bei Böckstein angenommen werden, an denen nun die angekündigten Gemeinschafts-

arbeiten vorgenommen werden sollen, über die weiter unten gesprochen werden wird.

Wir wissen aber nicht, ob und in welchem Ausmaße die alpidische Orogenese im Penninikum der Hohen Tauern varistische, unveränderte nicht schon verformte Granitgesteine vorgefunden hat und in welchem Ausmaße schon veränderte, welche Bildungs- und Umbildungsprozesse diese Metamorphose verursacht haben, zu welcher Zeit dies geschah. Es gibt schon bei diesen Voraussetzungen eine größere Zahl von Möglichkeiten. Daß die für älter gehaltenen granitodioritischen Gesteine (im Sinne von *Kober, Staub, Dal Piaz* u. a.) varistisch gebildet sind, ist, wie eben gezeigt wurde, ja schließlich auch nur eine Annahme. Beweise für das Alter dieser Gesteine könnten nur exakte Altersbestimmungen durch erst auszubauende Methoden. Feststellung von radioaktiven Zerfallsprodukten in erst zu ermittelnden Gesteinsbestandteilen usw. bringen. Im Falle der Hohen Tauern müßten dabei aber immer Veränderungen durch Remobilisierungen, die unter Stoffwechsel erfolgt sein können, mit in Betracht gezogen werden [1].

Es steht natürlich jedem Autor zu, Ansichten anderer abzulehnen. Wenn aber ausführlich begründete Ansichten, an deren Aufbau und Entwicklung eine so große Anzahl namhafter Forscher, wie hier von *Weinschenk* und *Sander* bis zu *Angel* und *Exner,* beteiligt sind, dann ist es selbstverständlich, daß diese Ablehnung auch begründet wird. Natürlich könnte man auch erwarten, daß an Stelle der abgelehnten Deutung eine neue, zumindest eine andere träte. Beides ist hier aber nicht der Fall. An Stelle einer Begründung wird nur mitgeteilt, daß Untersuchungen im Gange sind. Wäre es nicht besser gewesen, diese angekündigten Arbeiten zuerst durchzuführen und dann auf Grund der Deutung dieser Ergebnisse eine eventuelle Ablehnung auszusprechen? Keinesfalls kann man als Ersatz hiefür die Anrufung der Manen eines großen Forschers gelten lassen, dem man eine zustimmende Stellungnahme in den leider schon verstummten Mund legt. Woher *wissen Haberlandt* und *Schroll,* daß *Becke* zur Klärung des Problems der Bildung der Zentralgneise, *seiner Gesteine,* wie man wohl mit Recht sagen kann, „gewiß mit Freuden die Methode der Spurenuntersuchung aufgegriffen hätte"?

Wenn nun zur Klärung dieser Probleme quantitative Analysen in Verbindung mit Spurenanalysen in Aussicht gestellt werden, so ist das natürlich in jeder Hinsicht zu begrüßen. Ich möchte daher wissen, wer die vielen Autoren sind, die hiezu den Wert chemischer Analysen

[1] Anmerkung während des Druckes. Solche Methoden dürften uns nach privaten Mitteilungen in kurzer Zeit aus den dafür in Betracht kommenden Instituten der Universität Bern zur Verfügung stehen.

ablehnen, wie behauptet wird? Mir ist niemand bekannt, der einen solchen Standpunkt einnehmen könnte, und ich glaube die Literatur über die Hohen Tauern einigermaßen zu kennen. Man kann sich mehr oder weniger vom Ergebnis solcher Analysen erwarten, aber sie abzulehnen, dazu kann niemand einen stichhältigen Grund finden. Es hätte wiederum nicht der Anrufung von *Beckes* Namen bedurft, denn nicht er allein, alle Forscher, die sich jemals mit den Hohen Tauern beschäftigt haben, hatten den dringendsten Wunsch möglichst viele Analysen benützen zu können. Neidisch könnte man da auch nach der Schweiz blicken [1].

Daß *Becke* den Standpunkt vertrat, man könne Ortho- und Paragesteine chemisch unterscheiden, ist bekannt, aber *Haberlandt* und *Schroll* übersehen, daß diese Unterscheidung auch *Becke* nicht *immer* möglich war. Es muß aber angenommen werden, daß durch Granitisation, also auch durch Ichorese, granitische Gesteine entstehen können, die in jeder Beziehung sich so verhalten wie diejenigen granitischen Gesteine, welche die klassische Petrologie als aus dem Schmelzfluß in der Tiefe erstarrte Tiefengesteins-Plutonite annahm. Wenn durch Granitisationsvorgänge echte Granite bzw. sogenannte Granitgneise, die sich ja in vielen Fällen nur durch das Gefüge von Graniten unterscheiden, entstehen können, also *vollständige* Granitwerdung erreicht ist, was durchaus nicht immer der Fall ist, dann ist eben das gleiche Gestein, das bisher ausschließlich durch Kristallisation aus einer Schmelze entstanden angenommen wurde, eben auch durch andere Vorgänge entstanden angenommen worden. Es handelt sich dabei um ein und dasselbe Gestein. Es *muß* dann ein solcher Granitisationsgranit („Metagranit", wie manche sagen) so beschaffen sein, daß die Verrechnung und graphische Darstellung seiner Analyse in das normale — also Erstarrungsgesteinsgranitfeld fällt, für das ja *nur angenommen ist,* daß hier nur sogenannte Erstarrungsgesteine liegen könnten. Es gibt eben zwei Möglichkeiten für die Entstehung des gleichen Gesteines. An dieser Annahme ändern auch die schönen Untersuchungen von *Wager* und *Mitchell* (Lit. 30, S. 201 u. 202) nichts. Sie stellten fest, daß sich eine bestimmte Paragenesis der sogenannten Spurenelemente in der Skaergaard-Intrusion in Ostgrönland, einem klassischen Gebiet der Annahme der Gesteinsbildung durch Kristallisationsdifferentiation, vom basischen bis zum sauren Endglied ver-

[1] *Cornelius* sagte mir oft, wie sehr er *Bianchi* und *Dal Piaz* beneide, denen für ihre Arbeiten in den südlichen Tauern und den Vorlagerungen so viele Analysen zur Verfügung gestanden sind. Auch *Andreatta* hat in seinem prachtvollen Buch „La val di Pejo et la Catene Vioz-Cevedale", Bologna 1954, über eine stattliche Anzahl von quantitativen Gesteinsanalysen verfügen können.

folgen lasse, und daß für das Endglied, den Granit, eine solche Spurenelementgemeinschaft fixiert werden konnte. Sie fanden, daß eine Anzahl von granitischen Gesteinen der Caledoniden, eine ähnliche Spurenelementvergesellschaftung enthalte, so daß die Annahme gerechtfertigt erscheint, daß diese Gesteine ebenfalls Endglieder einer Differentiationsreihe sein können. Sie fanden auch Übereinstimmung mit dem Spurenmittelgehalt der granitischen Gesteine von *Tröger*. Bei Wiederaufschmelzung ändere sich nach *Wager* und *Mitchell* auch der Spurengehalt nicht wesentlich. Ein Vergleich dieser Ergebnisse mit dem alpinen Orogen ist aber schon deshalb nicht möglich, weil es sich bei dessen granitischen Gesteinen, aus sehr bekannten Gründen (siehe im früheren), nicht um Kristallisationsdifferentiationsprodukte aus einer basischen Schmelze handeln kann.

Daß aber dann, wenn als Ausgangsgestein für die Bildung eines granitischen Gesteines ein sedimentogenes Paläosom angenommen ist, durch Analysen an entsprechend ausgewählten Gesteinsproben der allmähliche Übergang im Zusammenhang mit optischen Untersuchungen festgestellt werden könnte, liegt durchaus im Bereich der Möglichkeit. Aber solche Zwischenstadien *müssen* nicht da sein. Ihr Vorhandensein könnte den Beweis erbringen, ihr Fehlen aber ist nicht für das Gegenteil beweisend. Aber auch der eben erwähnte positive Beweis könnte nur an einem sehr großen Material durch eine große Zahl von Analysen gelingen, deren Material auf das sorgfältigste ausgewählt und nach allen Möglichkeiten petrologisch untersucht ist. Ich hielt es daher für wünschenswert, festzustellen, worin die angekündigten Gemeinschaftsarbeiten mit Geologen und Chemikern der Geologischen Bundesanstalt durch eine „größere Untersuchungsreihe von Zentralgneisgesteinen aus dem Gebiet der Hohen Tauern" und die „in Gang befindliche gemeinsame Arbeit mit *Chr. Exner*" bestünde. Ich erfuhr, daß zunächst zirka 6 Analysen von ausgewählten Gesteinen aus dem Paselstollen bei Böckstein in Ausführung sind, die in den Berichten dieser Anstalt zur Veröffentlichung gelangen und der allgemeinen Benützung zur Verfügung stehen werden [1]. Es ist, soviel ich glaube, das erstemal, daß seit langem wieder mehrere Analysen aus dem Bereich der Zentralgneisgesteine ausgeführt werden, und wir sind der Leitung dieser Anstalt dafür zu größtem Danke verpflichtet, denn sie bieten auf jeden Fall eine höchst willkommene und notwendige Bereicherung unserer im allgemeinen sehr dürftigen Kenntnisse vom Chemismus der Tauerngesteine. Aber mit Hilfe dieser Analysen von einer einzigen Stelle

[1] Das Ergebnis dieser Analysen ist während des Druckes dieser Arbeit in den Verhandl. d. geol. B.-A. 1955 veröffentlicht worden. Ihre Auswertung bleibt *Exner* überlassen.

das Zentralgneisproblem seiner Lösung wirklich näher bringen zu wollen, ist doch ein übergroßer Optimismus. Denn auch wenn die Analysen der Gesteine des Paselstollens allesamt nach jeglicher Berechnung, auch nach der neuesten von *Köhler* und *Raaz* (Lit. 17) [1], in das Erstarrungsgesteinsfeld fallen sollten, wäre das doch noch kein Beweis, daß sie nicht durch Granitisation (Ichorese) gefeldspatet sein könnten. Aber auch umgekehrt, wenn einige dieser Analysen nicht in dieses Feld fallen würden, wäre es noch kein *vollgültiger* Beweis dafür, daß *alle* früher genannten Gesteine durch Ichorese von Sedimentgesteinen ihr heutiges Gepräge erhalten haben müssen. Noch viel weniger aber ließe sich ein solcher Beweis durch die Feststellung der Verteilung der Spurenelemente erbringen, deren Herkunft wir ja doch nicht kennen. Im Falle eines positiven Analysenergebnisses wäre nur der Beleg erbracht, daß an dieser Stelle sedimentogenes Material im Paläosom vorhanden war, eine wertvolle Feststellung. Es kann dann diese Bildungsart, als an einer Stelle bewiesen, mit mehr Recht als bisher auch dort angenommen werden, wo Beweise nicht zu erbringen sind. Aber nur dann, wenn an anderen Stellen die gleichen Verhältnisse ebenfalls durch Analysen bestätigt würden, sind Belege für eine *allgemeine Annahme dieser Bildungsart* erbracht. Für weitere Schlüsse reicht ein positives Ergebnis aus 6 Analysen nicht aus. Aus einem negativen Ergebnis aber könnte an keiner einzigen Stelle dadurch die Möglichkeit, daß ein Zentralgneisgestein der Hohen Tauern aus einem sedimentogene Bestandteile enthaltenden Paläosom durch Granitisation entstanden sei, ausgeschlossen werden; besonders dann nicht, wenn anderweitige Untersuchungen dafür sprechen sollten. Daß die Spurenelementanalysen dazu kaum mit Erfolg herangezogen werden könnten, soll weiter unten gezeigt werden. Daß zur Klärung des Zentralgneisproblems mit all seinen Teilproblemen eine sehr große Anzahl von Gesteinsanalysen die *Grundlage* bilden können, hat *Becke* gewußt, darum hat er nie etwas über seine weitgehenden Detailkenntnisse veröffentlicht. Er kannte weitere Bereiche dieses Gebietes als irgend jemand bisher nach ihm. Er, der jüngere Mobilisationen für durchaus möglich hielt (Lit. 4), wie *Exner* wieder hervorgehoben hat, hat mich auf Mischgesteine im Talhintergrund des Habachtales aufmerksam gemacht, die auch *Weinschenk* in ihrer großen Verbreitung kannte und richtig deutete.

Da *Haberlandt* und *Schroll* im Titel ihrer Veröffentlichung (Lit. 14), die den unmittelbaren Anlaß zu meinen Darlegungen bot,

[1] *Haberlandt* und *Schroll* haben übersehen, daß *Raaz* Mitautor ist und haben aus unbegreiflichen Gründen nicht die Originalarbeit, die sie kennen, sondern nur einen ganz kurzen Vortragsbericht des einen der beiden Autoren zitiert.

die nichts durchaus Neues bringen, aber mühevoll Erarbeitetes ins richtige Licht rücken wollen, den Wert oder Unwert der Spurenelementanalysen für die Petrogenese aufnahmen, zur Klärung der Probleme der Bildung der Tauerngneise Spurenanalysen vorschlugen, ohne anzugeben, wo und wie sie dabei beginnen wollten, so möchte ich nun doch zu zeigen versuchen, wie man da vorgehen könnte, wenn man alle die bekannten Schwierigkeiten berücksichtigt.

Exner nimmt an einigen Stellen ichoretische Umbildung der mesozoischen Gesteinsserie der sogenannten Bündnerschiefer an, die man auch als die der oberen Schieferhülle bezeichnet hat, Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllite, die in engster Verbindung mit Grünschiefern stehen, von denen ein in seiner Menge noch unbekannter Anteil Prasinite, also zum Teil umgewandelte Ergußgesteine und deren Tuffe und Tuffite sind, dann Glimmerschiefer und Paragneise. In anderen Gebieten sind es wiederum Gesteine der sogenannten unteren Schieferhülle, deren angenommenes paläozoisches Alter zumindest für ihre Gesamtheit noch durchaus fraglich ist. Das sind neben sedimentogenen Gesteinen, wie Glimmerschiefer und Quarzite, auch Gneise unbekannter Entstehung, Amphibolite, die zum Teil wahrscheinlich metamorphe basische Ergußgesteine und ihre Tuffe und Tuffite, zum Teil wohl auch gabbroide Abkömmlinge sind. Diese können als die mesozonalen Korrelate der epizonalen Grünschiefer der oberen Schieferhülle angesehen werden. *Weinschenk* hat solche Gesteine beider Schieferhüllen aus dem Großvenediger geschildert. *Cornelius* und *Clar* haben sie im Glocknergebiet, *Angel, Staber* und *Exner* im östlichsten Teil der Hohen Tauern zum Teil näher charakterisiert. In beiden Gesteinsreihen stecken die zu Serpentinen umgewandelten Ultrabasite, Ophiolite, von denen man noch nicht immer feststellen konnte, ob sie zum varistischen oder alpidischen Orogenzyklus zu stellen sind, welche von ihnen an Ort und Stelle geblieben sind und welche durch die Orogenese(n) verlagert sind. Die Zahl dieser initialen simatischen Magmatite im heutigen Tagesschnitt gibt kein richtiges Bild ihrer wahren Mengen und ihrer Verteilung. Als ultrabasische Einschübe im Sinne von *Stille, Staub* u. a. in die zur Antiklinikale werdenden Synklinale kann für sie eine größere Verbreitung im heute noch nicht aufgeschlossenen Teil des Orogens angenommen werden. Voralpidisch entstandene Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Phyllite, Kalkphyllite, Karbonatgesteine, Quarzite, Gneise verschiedener Art, Amphibolite, Grünschiefer mit Prasiniten, Serpentine, sind die heute noch sichtbaren Teile der Gesteine, die als Paläosom für die Granitisierung angenommen werden können. Unbekanntes Material kann noch da gewesen sein. Sie alle haben die alpidische Tauernmetamorphose, zum Teil auch die va-

ristische in allen ihren Phasen mitgemacht, sie sind heute in verschiedenem Grade umgewandelt. Ihre Bestandteile sind daher, wohl in sehr wechselnden Mengen im granitischen Neosom, mehr oder weniger anders mineralisiert, enthalten, mit ihnen wohl auch die Spurenelemente. Die Spurenelementvergesellschaftung dieser Ausgangsgesteine in all ihrer Vielheit müßte daher statistisch erfaßt, ihre eventuelle Veränderung vom Sedimentgestein bis zum Endprodukt müßte gezeigt werden, wozu eine sehr bedeutende Anzahl großer Versuchsreihen, also eine ungeheure Zahl von Einzeluntersuchungen und Spurenelementanalysen unerläßlich wäre. Nur dann, wenn es gelingen sollte, aus diesem Riesenmaterial irgendwelche für die Erstellung eines Testes brauchbare Spurenelementgemeinschaften aufzufinden, wäre eine Weiterarbeit möglich. Die Aussicht auf die Erstellung eines solchen Testes I ist somit recht gering. Da diese Untersuchungen stets mit genauer optischer Charakteristik der betreffenden Gesteine durchgeführt werden müssen, ist es doch einigermaßen wahrscheinlicher, daß erhaltenes Reliktgefüge oder stoffliche Relikte u. d. M. in einem Granitgestein festgestellt werden können. Freilich ist dann der Beweis nur für eine einzige Stelle erbracht. Würde es wider Erwarten doch gelingen, einen brauchbaren Test I für den Nachweis der Hüllgesteine zu erhalten, und könnten wir einwandfrei feststellen, daß diese Spurenelementparagenese in einem Tauerngneis, der als Granitisationsprodukt angesehen wird, vorhanden ist, dann hätten wir darin ein Kriterium für diese Bildungsart. Finden wir aber in einem solchen Gestein diese Vergesellschaftung nicht einwandfrei oder überhaupt nicht, dann ist noch keineswegs gesagt, daß kein Granitisierungsprodukt vorliegen könnte. Denn das Neosom entstand durch Reaktion mit dem Ichor durch mehr oder weniger starke Verdrängung des Altbestandes durch den Ichor. Nehmen wir den Fall an, daß dieser Ichor im Sinne von *Angel* und *Exner* für die östlichen Hohen Tauern aplitische Zusammensetzung hatte, die allerdings recht vielgestaltig sein kann, nehmen wir auch an, er sei venitisch aus älteren granitischen Gesteinen der Tiefe entstanden, so wissen wir doch sehr wenig über seinen Gehalt an Spurenelementen. Er enthält jedenfalls die spätesten Kristallisationsprodukte der alten granitischen Gesteine mit dem niedrigsten Schmelzpunkt, denn diese Bestandteile sind am ehesten zu mobilisieren. Waren diese Gesteine Differentiationsprodukte ehemaliger simatischer Schmelzen, dann dürften sie verhältnismäßig reich an fluiden Bestandteilen gewesen sein. Das, was wir heute an Apliten in den Hohen Tauern sehen, spricht nicht für diesen Ursprung. Wäre dies der Fall, dann könnte man an eine Spurenelementvergesellschaftung im Sinne von *Wager* und *Mitchell* (Lit. 30) denken. Man

könnte nun aus einer sehr großen Anzahl von Spurenuntersuchungen dieser Tauernaplite des heutigen Tagesschnittes, die eine sehr große Variationsbreite haben, petrographisch wenig untersucht sind, statistisch ebenfalls zu einem brauchbaren Test (II) zu kommen suchen. Hier wird vielleicht die Zahl der notwendigen Analysen geringer sein können, als am mutmaßlichen Paläosom. Aber hier fehlt die Gewißheit, daß der angenommene aplitische Ichor tatsächlich die Zusammensetzung gehabt haben muß, welche uns die aplitischen Gesteine unseres heutigen Tagesschnittes geben, denn diese Aplite können auch nur mehr den Rest des aplitischen Ichors darstellen, der bedingt durch die P/T-Bedingungen der Verhältnisse im Bildungsraum und zur Bildungszeit dieser Gesteine nicht mehr zur metasomatischen Bildung granitischer Gesteine ausreichte. Machen wir aber dennoch die Annahme, daß dieser Ichor die Zusammensetzung unserer Tagesschnittaplite gehabt hätte und weiters noch die Annahme, daß die Erstellung eines Testes I gelungen wäre, so kann nun ein Teil, oder auch alle diese Spurenelemente im Neosom fixiert worden sein. Ein solches Modellneosom würde also dann die Spurenelementparagenesen des Paläosoms und die des metasomatisierenden Ichors haben. Ein solcher Fall könnte eintreten, aber er wäre doch wohl eine große Seltenheit. Ein solcher Ichortest II kann aber nur dann brauchbar sein, wenn er sich wesentlich vom Test I, dem des Paläosoms, also dem aus den Hüllengesteinen gezogenen, unterscheidet. Es kann aber auch der Fall eintreten, daß nur ein vielleicht sehr kleiner Teil der für den Test II festgestellten Spurenelemente im Neosom als Gitterbestandteile oder als Verunreinigungen festgehalten wurde, aber die aplitischen ichoretischen Lösungen können auch ihrerseits mit anderen Bestandteilen Spurenelemente des Paläosoms fortgeführt haben. Beim weiteren Durchdenken aller hier anzunehmenden Vorgänge werden sich vielleicht noch andere Möglichkeiten ergeben. Ich glaube daher als Ergebnis bei Berücksichtigung dieser großen Zahl von Möglichkeiten sagen zu können, daß nur in Ausnahmsfällen durch den Nachweis des Testes I im Neosom, wenn ein solcher Test erstellbar sein sollte, durch die Verteilung der Spurenelemente in einem Tauernzentralgneis eine Stütze dafür gefunden werden könnte, daß ein granitisches Gestein ganz oder zum Teil aus einem Sedimentgestein entstanden sein kann. Ein gegenteiliger Beweis läßt sich auf keinen Fall erbringen. Ich glaube daher nicht, daß durch Spurenanalysen etwas für die Klärung des Zentralgneisproblems getan werden könnte, mögen solche Untersuchungen an und für sich auch durchaus wertvoll sein. Die geringe Wahrscheinlichkeit für die Erstellung eines Testes I, der allen Anforderungen entspricht, läßt die dafür nötige Arbeit aber kaum gerecht-

fertigt erscheinen. *Petrologische Methoden,* also optische und gefügekundliche Untersuchungen, wo es möglich ist, in Verbindung mit quantitativen Analysen sind zur Klärung des Problems der Entstehung der Tauerngneise wohl geeigneter. Nur so erhaltene Ergebnisse in zureichendem Ausmaße können die Grundlagen für geologische Synthesen bilden, die ihnen heute noch vielfach fehlen. Wir dürfen dabei den Blick nach möglichen großen Zusammenhängen zwar nie aus dem Auge lassen, aber solchen *angenommenen* großen Zusammenhängen darf niemals höherer Wert als der von Arbeitshypothesen zugemessen werden, so lang sie nicht petrologisch soweit gestützt sind, als das möglich ist. Ich muß daher der kürzlich erfolgten Ablehnung der Bedeutung petrographischer Ergebnisse für die Lösung geologischer Probleme in den Ostalpen widersprechen (*Kober:* Bau und Entstehung der Alpen. II. Aufl. Wien. 1955. Besonders S. 239, 275, 335), ohne daß ich damit *Kobers* große Verdienste um die Erforschung der Alpen, die anerkannt und bleibend sind, auch nur im geringsten herabsetzen möchte, ebensowenig wie den großen Wert dieses soeben erschienenenen Buches eines großen Forschers.

Haberlandt und *Schroll* kommen auch auf die Albitisierung im Bereich der Hohen Tauern zu sprechen, die bei der Na-Armut und Kalivormacht der Glimmerschiefer [1] „höchstens von dem hypothetischen Ichor abgeleitet" werden könne. Dagegen spräche aber, daß „neben albitisierten Gneisen auch richtige Biotitgneise und andere vielleicht wirkliche Sedimentgneise vorkommen", die nicht albitisiert worden seien, obwohl auch sie dem Ichor ausgesetzt waren. Leider fehlen nähere Angaben über das von ihnen studierte Material, es wird auch nicht mitgeteilt, woran sie diese „richtigen" Biotitgneise als „wirkliche" Sedimentgneise erkannt haben [2]. Wenn Glimmerschiefer und Sedimentgneise als Paläosom angenommen werden, dann ist die Granitisation zum großen Teil eine Kalifeldspatisierung. Ob der dazu nötige K-Gehalt aus den Glimmermineralien des Paläosoms stammt oder zugeführt ist, könnte nur fallweise oder gar nicht entschieden werden. Wenn aber nun *Haberlandt* und *Schroll* annehmen, daß das Na, das bei der Albitisierung im Raum der Hohen Tauern — leider ist nicht angegeben wo — wirksam war, im Sinne von *V. M. Goldschmidt* bei der Metamorphose von Glimmerschiefern aus dem ursprünglichen Na-Gehalt der Kalifeldspate dieser Glimmerschiefer freigemacht wurde, so drängt sich doch zunächst die Frage auf, welche Art der Metamorphose da im Bereich der Hohen Tauern an-

[1] *Haberlandt* und *Schroll* nehmen unbegründet immer *nur* Glimmerschiefer als mögliches Paläosom für die von ihnen abgelehnte Granitisation an.

[2] Auch verraten sie uns nicht den Unterschied und die Bedeutung von „richtigen" und „wirklichen" Sedimentgesteinen.

genommen ist? Die Albitisierung der Gesteine der sogenannten oberen Schieferhülle ist alpidisch, wahrscheinlich spätalpidisch. Es kann sich also nur um eine Metamorphose der Glimmerschiefer im Zeitraum dieser Orogenese handeln. In was für ein Gestein erfolgte diese Metamorphose? In ein granitisches? Das wäre doch die einzige mögliche Antwort. Dann wäre also doch Granitisation, die Bildung eines granitischen Gesteines aus einem Sedimentgestein möglich, was aber in dieser Arbeit als nicht überzeugend abgelehnt ist? Und dieser Prozeß der Na-Freimachung wird sogar ausdrücklich als „umfassend" bezeichnet. Es ist aber doch wohl anzunehmen, daß auch die Kalifeldspate im neuen granitischen Neosom, in dem sie in größerer Menge nachweislich vorhanden sind, ihren Na-Gehalt besitzen. Bei welcher anderen Metamorphose eines voralpidisch gebildeten Sedimentgesteines der Glimmerschiefer-Paragneis-Reihe sollte aber dann die Umwandlung in ein anderes nicht granitisches Gestein vor sich gegangen sein (die in ein granitisches wird ja abgelehnt), wobei Na aus Kalifeldspat frei geworden sein könnte, wenn es nicht die alpidische Metamorphose war? Welches Gestein im heutigen Raum der Hohen Tauern sollte dabei entstanden sein? Bei einer alpidischen Umwandlung von Glimmerschiefer (natürlich mit Ausschluß der Kalkglimmerschiefer, der verbreitetsten Glimmerschiefer im gesamten Penninikum) in Paragneis wird aber kaum viel Na aus dem Kalifeldspat des Glimmerschiefers freigemacht worden sein, denn die Hauptfrage wäre wohl die: *Wo sind im Gebiete der östlichen Hohen Tauern die Glimmerschiefer, die soviel Kalifeldspat enthalten,* daß ein aus ihnen freigewordener Na-Gehalt regional Albitisierung erzielt haben könnte? Ich kenne sie nicht, weder aus eigener Ansicht, noch aus der Literatur. Kalifeldspat und Glimmerschiefer, die passen doch recht schlecht zusammen. Man wird somit wohl nur Na-Zufuhr für Albitisierungsprozesse von größerem Ausmaße im Gebiet der Hohen Tauern aus den ichoretischen Lösungen oder aus Substraten von anderen Auf- und Ausschmelzungsprozessen Na-reicher älterer Gesteine verschiedener Art ableiten können. Genau so, wie Kalifeldspatisierung im Sinne von *Angel* und *Exner* in den Hohen Tauern durch aplitisches Substrat entstehen kann, wenn dieses Substrat genügende Mengen von K enthielt, so ist auch aus Na-reichem aplitischem Ichor Albitisierung möglich. Auch *Günthert* weist bei den durch metasomatische Granitisation aus den Hüllgesteinen entstandenen Matorello-Gneisen im Maggialappen auf Na- und K-Zufuhr hin (Lit. 12, z. B. S. 100 u. 109), die aplitischer Herkunft sind. Ich habe in meinen Arbeiten aus früherer Zeit die Verbreitung von Albitit-Oligoklasit-Aplit im Gebiete des Habachtales und in dessen weiterer Umgebung festgestellt und darauf hingewiesen (Lit. 20, S. 400), daß

in sehr vielen Mineralklüften Periklin in oft sehr großen Mengen erste Auskristallisation ist. Man kann daher annehmen, daß die kluftfüllenden Lösungen, die im Sinne von *Clar* und mir (vgl. S. 309) als mit den ichoretischen aplitischen Lösungen zusammenhängend angenommen werden können, stellenweise reich an Na waren. Damit stimmt meine Beobachtung überein, daß in diesem Gebiet Aplitgänge mit wechselnden Mengen von Kalifeldspat, saurem Plagioklas und Quarz, teils in Quarzgänge, teils in Albitit-Aplit-Gänge übergehen können. Es besteht daher wohl kein Zweifel, daß Albitisierung auf diese Weise entstehen kann. Wenn neben solchen, als albitisiert erkannten Gesteinen, andere Biotit enthaltende Gneise festgestellt werden können, die als Sedimentgneise erkannt werden konnten, so müßte über deren Zusammensetzung und mutmaßliche Entstehung etwas ausgesagt werden. Aber jede Metasomatose kann doch irgendwann und irgendwo einmal zu Ende gehen, und nicht jedes Gestein muß durch einen solchen Vorgang in ein und dasselbe Gestein metamorphosiert werden. Ob alle Albitisierung im weiten Bereich der Hohen Tauern auf diese Weise entstanden ist, ist wohl kaum festzustellen, da Na-Migration und Natronmetasomatose ein in vielen Gebieten verbreiteter Vorgang ist, wie ihn auch *Cornelius* (Lit. 8) aus dem N-Rahmen an den Fuscherphylliten [1] zeigen konnte. Die Verbreitung der K-reicheren und der Na-reichen Plagiaplite im Maggialappen in NW-Tessin bespricht neuerdings *Günthert* ausführlich (Lit. 12). Daß selbstverständlich paläozoische oder noch ältere Gesteine der sogenannten Schieferhülle auch voralpidisch albitisiert sein können, also etwa varistisch, ist zweifellos durchaus möglich, wie ja die Albitisierung in *Goldschmidts* kaledonischem Stavangergebiet zeigt. Sind die albitisierten Gesteine des Nordrahmens im nördlichen Glocknergebiet paläozoisch oder noch älter, mögen sie als Beispiel nochmals genannt sein.

Haberlandt und *Schroll* haben *Goldschmidt* zitiert, um das Na aus einem Kalifeldspat in Glimmerschiefern für die Albitisierung herleiten zu können, der aber kaum in diesen Gesteinen wirklich in nennenswerten Mengen vorhanden sein wird. Ich glaube aber, wertvoller wäre es, im Zusammenhang mit der Albititisierung und Granitisation auf die ein Jahr früher erschienene Stavangerarbeit

[1] Über die Entstehung und geologische Stellung dieser dunklen Gesteine wissen wir dermalen noch wenig. In Form und mineralischer Zusammensetzung stimmen sie mit Gesteinen der Grauwackenzone in Tauernnähe, aber auch mit solchen am rechten, tauernseitigen Salzachufer im Habachtal überein. Gedanken, daß alle diese Gesteine irgendwie zusammengehören, kann man keineswegs als widersinnig betrachten. Heute kann noch niemand *wissen*, was dieser „Nordrahmen" eigentlich ist.

Goldschmidts (Lit. 11) zu verweisen. *Becke* (Lit. 4) ging bei der Darlegung seiner Gedanken über die Stoffwanderung bei der Metamorphose in den Tauerngesteinen von dieser Arbeit aus. Er nahm dabei einen Ausgleich der chemischen Unterschiede der der Metamorphose gleichzeitig unterworfenen Gesteine an. In dieser Arbeit findet sich eine vorzügliche Interpretation der Ideen *Goldschmidts*. Es handelt sich dabei um die bekannte Albitisierung im kaledonischen Stavangergebiete, die an Gesteinsanalysen gezeigt werden konnte. Zuerst wird die Umbildung von Quarz-Muskovit-Chlorit-Phylliten bis zu Albitporphyroblastenschiefer verfolgt und dann ausgeführt, daß man auf Grund von Analysen schließen dürfe, daß diese Reihe noch über Augengneise zu Granitgneisen fortgesetzt werden könne, daß aber der Beweis, daß diese Gesteine aus Phylliten nur durch Stoffzufuhr während der Metamorphose entstanden seien, nicht ganz erbracht werden könne. Diese Annahme ist in ihrer Gesamtheit aber nichts anderes als die Darlegung einer vollständigen *Granitisationsreihe*, für deren ersten Teil klare, für deren zweiten Teil weniger stichhältige Beweise durch Analysen zu erbringen waren. SiO_2 und Na_2O, zum Teil auch CaO, sind zugeführt, H_2O ist abgegeben worden. *Goldschmidt* dachte dabei u. a. auch an Zufuhr von Granitaplit, von Albit und Albit + SiO_2. Es handelt sich also um die gleichen Aplite wie in den Hohen Tauern, wenn sie auch nicht für das Stavangergebiet ausdrücklich als venitisch entstanden angenommen wurden, sondern eher als magmatische Restlösungen, die dem erstarrenden Intrusionsgestein entstammen, das Nebengestein durchziehen und Feldspate bilden. Ist das aber letzten Endes etwas anderes als das, was wir heute als Granitisation in unseren Tauern annehmen? Daß aber die Bildung von Tauerngneisen durch Granitisation auch aus sedimentogenem Paläosom heute noch nicht als voll bewiesener Vorgang angesehen werden kann, daß noch manches aufzuklären ist, weiß niemand besser als die genannten Kenner dieses Gebietes. Es fehlen Aufschlüsse tieferer Horizonte, nirgends ist, wie im Norden Europas, die Umwandlung eines Sedimentgesteines, z. B. eines Konglomerates, in Granitgestein zu verfolgen, wenn auch Konglomeratgneise von granitischem Äußeren im Penninikum bekannt sind. Lastet auch das Gefühl der Möglichkeit, niemals volle Klarheit über alle Fragen gewinnen zu können, zeitweise schwer auf uns, so werden wir doch nie aufhören, auf den für richtig gehaltenen Wegen fortzuschreiten. Wir lassen jeder Kritik ihr Recht, wir lassen uns auch gerne belehren und sind jeder Zeit bereit, unsere Auffassung zu revidieren, nur müßte uns der Beweis geliefert werden, daß wir auf falschem Wege sind. Was noch zu geschehen hat, wissen wir sehr gut, fortzufahren auf dem Wege ge-

nauester Einzeluntersuchungen, Schlüsse aus solchen Einzeluntersuchungen keineswegs gleich zu verallgemeinern, ihre Bedeutung zwar nicht zu unterschätzen, keinesfalls aber zu überschätzen.

Eines aber wird bei der Wertung der Granitisation durch metasomatische Ichorese zu wenig beachtet, daß die klassische Annahme von der Bildung granitischer Gesteine durch Auskristallisation aus *Tiefenschmelzen* ja auch nicht *viel mehr* als *eine Theorie* ist, wenn auch eine lang vertraute und dadurch fast zur Gewißheit gewordene. Es gibt manches, das dafür, aber manches, das dagegen spricht, daß die Mehrzahl der granitischen Gesteine so gebildet ist. Nicht nur die Platznahme, die Raumfrage und die Verteilung basischer und saurer Gesteine im sichtbaren Teil unserer Kruste ist es. Auch das Verhalten des Quarzes in granitischen Gesteinen spricht gegen die Bildung aller Bestandteile aus dem Schmelzfluß, denn die intratellurischen großen Einsprenglingsquarze der Quarzporphyrgesteine, doch eine Bildung der gleichen Tiefe, in der die Tiefengesteine entstanden angenommen werden, fehlen bekanntlich den Granitgesteinen mit ihren Quarzkörnern als letzte Auskristallisation fast immer [1]. Dieses Verhalten kann dazu führen, die Bildung dieser Gesteine aus dem Schmelzfluß für nicht überzeugend zu halten, wie es ja bekanntlich geschehen ist. Ich bin dermalen gegen eine allgemeine Ablehnung der Möglichkeit einer Bildung granitodioritischer Gesteine aus echtem Silikatschmelzfluß, bin auch nicht gegen die *Möglichkeit* dieser Bildung durch selektive, komplexe Kristallisationsdifferentiation, ich glaube dermalen eher an eine Zweiphasigkeit der Bildung von „Schmelzgraniten". Man könnte eine allgemeine Ablehnung echter Erstarrungsgranite aus dem Schmelzfluß, im Gegensatz zu *Haberlandt* und *Schrolls* Ablehnung der Möglichkeit ichoretischer Granitisation in den Hohen Tauern aber begründen.

Abschließend möchte ich feststellen, daß es der Zweck dieser Veröffentlichung war, die großen Schwierigkeiten der petrographisch-geologischen Erforschung der Probleme in den Hohen Tauern in Verbindung mit den erzielten Ergebnissen, besonders in den letzten Jahren, darzulegen. Die Anregung zu dieser Untersuchung bot mir zunächst *Kobers* geniale, großzügige Darstellung der Alpen in seinem soeben erschienenen Buche (Bau und Entstehung der Alpen, II. Aufl. Wien, 1955), auf das ich noch an anderer Stelle zurückkommen werde [2] und dann die mehrfach zitierte Arbeit von *Haberlandt* und *Schroll*. Ebenso, wie ich *Kobers* große Leistung in seiner erdumspannenden Zusammenschau voll zu würdigen weiß, wenn ich auch in seiner

[1] Die Entstehung der Rapakiwi-Granitgesteine ist noch keineswegs geklärt.

[2] Vgl. Anmerkung auf S. 317.

Wertung der Ergebnisse der neuzeitigen Petrologie anderer Meinung bin, liegt es mir völlig ferne, die Anteile der Wiener Forscher *Haberlandt, Schiener* und *Schroll,* von dem in letzter Zeit mehrere besonders wertvolle Arbeiten erschienen sind, an der Untersuchung der spurenhaft verteilten Elemente zu verkennen. Ein Urteil über den *allgemeinen Wert* dieser Forschungen steht mir als Nichtgeochemiker gar nicht zu. Wohl aber fühle ich mich im Stande, den Wert der Untersuchungen von Spurenelementvergesellschaftungen in den Hohen Tauern zu beurteilen, die Schwierigkeiten, die solchen Untersuchungen gegenüberstehen, aufzuzeigen, vor verfrühten abweisenden Urteilen zu warnen.

Literatur.

1. *Angel, F., und R. Staber,* Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Tscherm. Min. Petrgr. Mitt. *49* (1937), 117. — 2. *Angel, F.,* und *R. Staber,* Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Wissenschaftl. Alpenvereinshefte, Nr. 13. Innsbruck, 1952. — 3. *Becke, F.,* Aufnahmsberichte im Hochalmmassiv. Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. *115, 117, 118* (1908 bis 1909). — 4. *Becke, F.,* Stoffwanderungen bei der Metamorphose. Tscherm. Min. Petrgr. Mitt. *36* (1925), 625. — 5. *Christa, E.,* Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jahrb. Geol. B.-Anst. Wien *81* (1931), 533. — 6. *Clar, E.,* Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. Geol. Rundschau *42* (1953), 107. — 6 a. *Clar, E.,* Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verhandl. Geol. B.-Anst. Wien, *1953,* 93. — 7. *Cornelius, H. P.,* Die Herkunft der Magmen nach *Stille* vom Standpunkt der Alpengeologie. Sitzber. Österr. Ak. d. Wiss. math.-nat. Kl. Abt. I *158* (1949), 543. — 8. *Cornelius, H. P.,* und *E. Clar,* Geologie des Großglocknergebietes, I. Teil. Abhandl. Geol. B.-Anst. Wien *25* (1939). — 9. *Exner, Chr.* Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern. Radex-Rundschau *1953,* 417. Hier ist eine umfassende Literaturübersicht gegeben und eine Zusammenstellung seiner eigenen Arbeiten. Die wichtigsten sind auch in Lit.-Zitat (Lit. 21) gegeben. — 10. *Frasl, G.,* Die beiden Sulzbachzungen. Jahrb. Geol. B.-Anstalt Wien *96* (1953), 143. — 11. *Goldschmidt, V. M.,* Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. Videnskabs selskapets Skrifter, Kristiania, 1920, No. 10. — 12. *Günthert, A.,* Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggialappens (NW-Tessin). Schweiz. Min.-Petrgr. Mitt. *34* (1954), 1. — 13. *Haas, H.,* Die Begleitelemente von rhomboedrischen Karbonaten. Radex-Rundschau, Radenthein, 1953, 459. — 14. *Haberlandt, H.,* und *E. Schroll,* Über den Wert oder Unwert der Spurenelementanalyse für die Lagerstättenforschung, Minerogenese und Petrogenese. Tscherm. Min. Petrgr. Mitt. III F., *5* (1954), 110. — 15. *Haberlandt, H.,* und *A. Schiener,* Die Mineral- und Elementvergesellschaftung des Zentralgneisgebietes von Badgastein. Tscherm. Min. Petrgr. Mitt. III. F., *2* (1951), 275. — 16. *Holler, H.,* Der Blei- und Zinkerzbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik. Carinthia II. *63* (1954), 35. — 17. *Köhler, A.,* und *Fr. Raaz,* Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. N. Jahrb. Min. Monatshefte 1951, 241. — 18. *Kölbl, L.,* Das Nordende des Großvenedigermassivs. Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien. math.-nat. Kl. *141* (1932), 39. — 19. *Leitmeier, H.,* Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. Tscherm. Min. Petrgr. Mitt. *53* (1942), 271. — 20. *Leitmeier, H.,* Über die Entstehung der Kluftmineralien in den Hohen Tauern. Tscherm.

Min. Petrgr. Mitt. III. F., *1* (1950), 390. — 21. *Leitmeier H.,* Orogenese und Vererzung im Raum der Ostalpen. *Koberfestschrift,* Skizzen zum Antlitz der Erde Wien, 1953, S. 228. — 22. *Leitmeier, H.,* Aus Predazzo II. Tscherm. Min. Petrgr. Mitt. *52* (1940), 283. — 23. *Leitmeier, H.,* Die Magnesitvorkommen Österreichs und ihre Entstehung. Montanztg. *67* (1951), 133 u. 146. — 24. *Leitmeier, H.,* Das Smaragdvorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. Tscherm. Min. Petrgr. Mitt. *49* (1937), 254. — 25. *Parker, R.,* Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. Basel, 1954. — *Raaz, Fr.,* siehe *A. Köhler.* — 26. *Sander, Br.,* Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. Jahrb. Geol. B.-Anst. Wien *70* (1921), 273. — *Schiener, A.,* siehe *H. Haberlandt.* — 27. *Schroll, E.,* Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth, Kärnten in Österreich. Mitt. d. Österr. Min. Ges., Sonderheft 2, 1953. — 28. *Stini, J.,* Wie entstehen warme Quellen? Badgasteiner Badeblatt Nr. 42/43 (1954), Mitt. aus dem Forschungsinst. Badgastein, Nr. 110. — 29. *Taupitz, K. C.,* Die Pb-Zn- und Schwefelerz-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich Loisach. Dissertation, Clausthal, 1954. Erze sedimentärer Entstehung auf alpinen Lagerstätten des Typus „Bleiberg“. Zeitschr. f. Erzbergbau und Metallhüttenwesen (Metall und Erz). *7,* Heft 8 (1954). — 30. *Wager, L. R.,* und *R. L. Mitchell,* The distrib. of trace elementsduringstrong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geochim. et Cosmochim. Acta *I* (1951), 129. — 31. *Weinschenk, E.,* Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes in den Hohen Tauern. Z. Kryst. *26* (1896), 337. — 32. *Weinschenk, E.,* Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenediger Stockes. II und III. Abhandl. kgl. Bayr. Ak. d. Wiss. II. Kl. *18* (1894), 717 und *22* (1903—1904), 263.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Graz.

Die Röntgenkristallographie von Laumontit von Stainz (Steiermark).

Von

Haymo Heritsch.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 9. März 1955.)

Inhalt: Die röntgenographisch bestimmten Daten an einem bergfrischen Laumontit mit etwas mehr als drei Molekülen H_2O pro Formeleinheit sind $a_0 = 14{\cdot}67 \pm 0{\cdot}15$ Å, $b_0 = 13{\cdot}12 \pm 0{\cdot}07$ Å, $c_0 = 7{\cdot}52 \pm 0{\cdot}10$ Å, $\beta = 111^0\,36'$. Das Diffraktionssymbol ist 1 2/m 1 C . . . mit den möglichen Raumgruppen C 2—C_2^3 Cm—C_s^3 und C 2/m—C_{2h}^3. Falls die in der Literatur aufscheinende Angabe der Kristallklasse von Laumontit mit 2/m—C_{2h} als gesichert angesehen werden kann, ist die Raumgruppe C 2/m—C_{2h}^3. Nach dem positiven piezoelektrischen Effekt, bestimmt durch D. S. Coombs (1952) ist die Raumgruppe Cm—C_s^3 oder C 2—C_2^3. In der bestimmten Zelle haben vier Formeleinheiten $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4\,H_2O$ Platz.

Anläßlich einer Exkursion in das weststeirische Kristallingebiet fand ich im bekannten Amphibolitbruch beim Engelweingarten bei Stainz (*A. Kieslinger*, 1928) Laumontitkristalle an einer Kluft. Laumontit ist aus diesem Gebiet in derselben paragenetischen Stellung mehrfach bekannt geworden, vgl. z. B. *A. Sigmund*, 1913, und *H. Meixner*, 1938 und 1940. Herr Dr. *H. Meixner* teilte mir freundlicherweise mit, daß auch seines Wissens das Vorkommen von Laumontit im Steinbruch beim Engelweingarten bis jetzt noch nicht bekannt war.

In derselben Kluft kommen neben Laumontit Krusten eines vollkommen in Limonit umgewandelten Karbonates vor. Auch die Laumontitkristalle sind fast durchwegs mit einer allerdings sehr dünnen Limonithaut überzogen.

Der Laumontit bildet Kristalle bis etwa zur Größe $2 \times 2 \times 6$ mm. Die kristallographische Ausbildung entspricht vollkommen der Abbildung 579 bei *C. Hintze*, 1897. An Kristallformen sind mithin nur m $\{110\}$ und e $\{\bar{2}01\}$ vorhanden. Die kristallographische Vermessung ergab folgende Winkel:

	Engelweingarten	*C. Hintze*, 1897
m : m	$93^0\,53'$	$93^0\,44'$
m : e	$66^0\,30'$—$50'$	$66^0\,30'$

Die Flächenqualität ist allerdings sehr schlecht, so daß von genauen Werten keine Rede sein kann. Ausgezeichnet ist die gute Spaltung nach m an den Kristallen zu sehen.

Ferner wurden bestimmt ein durchschnittlicher Brechungsquotient von 1·51 — 1·52 und eine große Auslöschungsschiefe $n_y : Z = 35^0$—40^0. Die Dichte ist (Schwebemethode) $2{\cdot}28_5$.

Die Kristalle waren zur Zeit der Probeentnahme weißlich durchscheinend, stellenweise auch glasartig durchsichtig. Während der

Tab. 1. *Laumontit, Weissenbergaufnahme, Drehung am [010], Äquator und 2. Schichtlinie*

h.l	k = 0	k = 2	h.l	k = 0	k = 2	h.l	k = 0	k = 2	h.l	k = 0	k = 2
0·2	sst	m	12·$\bar{1}$	m	—	10·$\bar{3}$	st	s	10·$\bar{5}$	m	s
0·3	sss	s	14·$\bar{1}$	m	—	12·$\bar{3}$	s	sss	12·$\bar{5}$	—	—
0·4	st	—	16·$\bar{1}$	ss	—	2·4	—	s	14·$\bar{5}$	s	—
0·5	s	ss	2·2	m	st	4·4	st	m	2·6	—	s
0·6	ss	—	4·2	m-st	m-st	6·4	s	—	4·6	ss	s
2·0	m-st	m-st	6·2	s	m	8·4	—	—	2·$\bar{6}$	m	—
4·0	sss	m-st	8·2	m-st	sss	10·4	s	—	4·$\bar{6}$	—	s
6·0	m	st	2·$\bar{2}$	sss	s	12·4	s	—	6·$\bar{6}$	st	m-s
8·0	st	ss	4·$\bar{2}$	st	sst	2·$\bar{4}$	—	—	8·$\bar{6}$	s	
10·0	m-s	—	6·$\bar{2}$	—	sst	4·$\bar{4}$	s	m-st	10·$\bar{6}$	s	
12·0	s	—	8·$\bar{2}$	sss	sss	6·$\bar{4}$	m	m-st	12·$\bar{6}$	m-s	
14·0	s	—	10·$\bar{2}$	st	—	8·$\bar{4}$	m	—	14·$\bar{6}$	—	
2·1	st	st	12·$\bar{2}$	m-st	—	10·$\bar{4}$	st	—	2·7	sss	—
4·1	sss	—	14·$\bar{2}$	—	—	12·$\bar{4}$	—	—	2·$\bar{7}$	sss	—
6·1	m	sss	16·$\bar{2}$	m-st	—	14·$\bar{4}$	sss	—	4·$\bar{7}$	—	
8·1	m	—	2·3	sst	m-st	16·$\bar{4}$	s	—	6·$\bar{7}$	—	
10·1	—	s	4·3	st	ss	2·5	s	s	8·$\bar{7}$	s	
12·1	s	ss	6·3	s	—	4·5	—	—	10·$\bar{7}$	m-s	
14·1	m	—	8·3	m	—	6·5	—	—	2·8	m-s	
2·$\bar{1}$	sst	sst	10·3	ss	—	8·5	s	—	4·$\bar{8}$	—	
4·$\bar{1}$	sst	—	2·$\bar{3}$	st	m-st	2·5	st	sss	6·$\bar{8}$	m-s	
6·$\bar{1}$	—	—	4·$\bar{3}$	m-st	s	4·5	s	—	8·$\bar{8}$	—	
8·$\bar{1}$	st	—	6·$\bar{3}$	m-st	s	6·$\bar{5}$	s	—	10·$\bar{8}$	—	
10·$\bar{1}$	—	m	8·$\bar{3}$	—	s	8·$\bar{5}$	s	s	12·$\bar{8}$	m	

ganzen Untersuchung standen sie ferner zur Konservierung unter feuchter Luft (*C. Hintze,* 1897), waren kühl gelagert und änderten auch ihr Aussehen nicht. Es ist also mit ziemlicher Sicherheit anzunehmen, daß es sich noch nicht um eine stark entwässerte Form von Laumontit handelte, die untersucht wurde. Auf keinen Fall hatten die untersuchten Kristalle ein erdiges Aussehen. Eine Be-

stimmung des Gesamtglühverlustes ergab 12·20%, was etwas mehr als drei Moleküle H_2O pro Formeleinheit bedeutet. Viele Analysen von Laumontit (vgl. C. *Hintze*, 1897) zeigen ebenfalls keinen höheren Gehalt an H_2O. Für eine Gesamtanalyse reichte das Material nicht aus.

An Röntgenaufnahmen verwendete ich Drehkristall- und Weissenbergaufnahmen um [100], [010] und [001] mit Kupferstrahlung sowie eine Laueaufnahme parallel [010]. Wie sich dann während der Untersuchung zeigte, führt die Aufstellung von *J. D. Dana*,

Tab. 2. *Laumontit, Weissenbergaufnahme, Drehung um [010], 1. Schichtlinie*

hkl	$I_{gesch.}$	hkl	$I_{gesch.}$	hkl	$I_{gesch.}$	hkl	$I_{gesch.}$
110		312	s	11·1·$\bar{3}$	m	11·1·$\bar{5}$	—
310	ss	512	m	13·1·$\bar{3}$	—	13·1·$\bar{5}$	—
510	ss	712	—	114	s	15·1·5	s
710	ss	912	s	314	m	116	—
910	ss	11·1·2	—	514	ss	316	—
11·1·0	sss	13·1·2	s	714	ss	516	—
13·1·0	s	11$\bar{2}$	ss	914	—	11$\bar{6}$	—
15·1·0	s	31$\bar{2}$	sst	11$\bar{4}$	—	31$\bar{6}$	—
111	st	51$\bar{2}$	st	31$\bar{4}$	sst	516	s
311	s	71$\bar{2}$	m-st	51$\bar{4}$	m	71$\bar{6}$	m-s
511	—	91$\bar{2}$	st	71$\bar{4}$	st	91$\bar{6}$	m-s
711	—	11·1·$\bar{2}$	m-s	91$\bar{4}$	st	11·1·$\bar{6}$	—
911	s	13·1·$\bar{2}$	—	11·1·$\bar{4}$	—	13·1·$\bar{6}$	m
11·1·1	s	15·1·$\bar{2}$	m-st	13·1·$\bar{4}$	s	15·1·6	m
13·1·1	s	113	s	15·1·$\bar{4}$	m-st	117	s
11$\bar{1}$	s	313	m-s	115	m-s	31$\bar{7}$	—
31$\bar{1}$	—	513	s	315	s	51$\bar{7}$	s
51$\bar{1}$	sst	713	—	515	s	71$\bar{7}$	s
71$\bar{1}$	—	913	—	715	—	91$\bar{7}$	—
91$\bar{1}$	—	11$\bar{3}$	—	11$\bar{5}$	st	11·1·$\bar{7}$	s
11·1·$\bar{1}$	st	31$\bar{3}$	m	31$\bar{5}$	ss	13·1·$\bar{7}$	s
13·1·$\bar{1}$	s	51$\bar{3}$	ss	515	ss		
15·1·$\bar{1}$	—	71$\bar{3}$	sst	715	st		
112	sst	913	—	915	s		

1909 zu einer basiszentrierten monoklinen Zelle, weshalb sie anderen Aufstellungen vorgezogen wurde. In diesem Sinne sind auch die obigen Angaben der Drehrichtungen zu verstehen.

M. J. Buerger (1942) hat auf die Vorteile hingewiesen, zur Interpretation von monoklinen Kristallen Weissenbergaufnahmen der Ebenen des reziproken Gitters mit Drehung um [010] zu verwenden.

Das geschah auch hier, obwohl die Ausbildung der Kristalle stengelig bis nadelig nach kristallographisch Z ist. Durch Verwendung eines sehr kleinen Kristalles wurde versucht, dem Einfluß der – durch die Kristallgestalt bedingten — ungünstigen Absorption entgegenzuwirken. Weissenbergaufnahmen der 0, 1. und 2. Schichtlinie (für die 1. und 2. Schichtlinie Pseudoäquatoraufnahmen) zeigen die Anordnung der Abbildung 246 A bei *M. J. Buerger,* 1942, so daß eine basiszentrierte monokline Zelle gewählt erscheint. Für diesen Fall hat auch die Aufstellung von *J. D. Dana,* 1909, Geltung. In den folgenden beiden Tabellen 1 und 2 sind die Indizes der beobachteten Reflexe und ihre Intensitäten für Weissenbergaufnahmen um [010] angegeben.

Die Tabellen 3 und 4 enthalten die Ergebnisse von Weissenberg-Äquator- bzw. Pseudoäquatoraufnahme für die 1. Schichtlinie mit Drehung um [001].

Tab. 3. *Laumontit, Weissenbergaufnahme, Drehung um [001], Äquator*

hkl	$I_{gesch.}$	hkl	$I_{gesch.}$	hkl	$I_{gesch.}$	hkl	$I_{gesch.}$
020	—	110	—	730	—	460	—
040	sst	310	ss	930	m	660	ss
060	st	510	—	11·3·0	s	860	—
080	m	710	—	13·3·0	m	10·6·0	—
0·10·0	m	910	—	240	s	170	—
0·12·0	ss	11·1·0	—	440	m	370	—
0·14·0	sss	220	m-st	640	—	570	—
200	sst	420	st	840	—	770	—
400	s	620	st	10·4·0	—	970	ss
600	m	820	—	150	—	280	m-st
800	st	10·2·0	—	350	m	480	m
10·0·0	s	130	sst	550	s	6·10·0	ss
12·0·0	ss	330	st	750	st	8·10·0	ss
14·0·0	ss	530	—	260	ss	7·11·0	ss

In der Tabelle 5 sind beobachtete Reflexe und ihre geschätzten Intensitäten für die Weissenberg-Äquatoraufnahme mit Drehung um [100] zusammengestellt.

Kleinere Differenzen in den geschätzten Intensitäten sind auf die Absorption zurückzuführen. Gelegentlich erscheint infolge von Ausblendung von den innersten Reflexen einer nicht auf einer Aufnahme.

Die Auswertung der Drehkristall- bzw. Weissenbergaufnahmen auf die Gitterkonstanten in der Aufstellung von *J. D. Dana*, 1909, ergab:

$$a_0 = 14{\cdot}67 \pm 0{\cdot}15 \text{ Å}$$
$$b_0 = 13{\cdot}12 \pm 0{\cdot}07 \text{ Å}$$
$$c_0 = 7{\cdot}52 \pm 0{\cdot}10 \text{ Å}.$$

Eine größere Genauigkeit ist bei der Ausbildung der Kristalle nicht zu erreichen. Die Reflexe sind schon etwas auseinandergezogen, vgl. dazu auch die Laueaufnahme Abb. 1. Das aus den angegebenen Gitterkonstanten errechnete Achsenverhältnis ist:

$$a_0 : b_0 : c_0 = 1{\cdot}118 : 1 : 0{\cdot}573.$$

Infolge der schon erwähnten auseinandergezogenen Reflexe läßt sich auch der Winkel β nicht genau bestimmen. Aus der Weissen-

Tab. 4. *Laumontit, Weissenberg-Pseudoäquatoraufnahme, Drehung [001], 1. Schichtlinie*

hkl	$I_{gesch.}$	hkl	$I_{gesch.}$	hkl	$I_{gesch.}$	hkl	$I_{gesch.}$
021	—	$\bar{5}11$	st	$\bar{9}31$	—	371	s
041	—	711	—	$\bar{11}{\cdot}3{\cdot}1$	m	$\bar{1}71$	—
061	—	911	—	241	st	371	ss
081	—	$\bar{11}{\cdot}1{\cdot}1$	m	441	ss	$\bar{5}71$	—
0·10·1	—	221	st	641	—	$\bar{7}71$	ss
0·12·1	—	421	—	841	sss	$\bar{9}71$	s
201	sst	621	—	241	—	281	st
401	ss	821	—	$\bar{4}41$	st	481	ss
601	m-st	10·2·1	sss	$\bar{6}41$	m	281	s
801	m	221	sst	841	—	$\bar{4}81$	s
201	—	$\bar{4}21$	—	$\bar{10}{\cdot}4{\cdot}1$	—	$\bar{6}81$	—
$\bar{4}01$	sst	$\bar{6}21$	—	151	s	$\bar{8}81$	—
601	—	821	—	351	—	$\bar{10}{\cdot}8{\cdot}1$	s
801	st	$\bar{10}{\cdot}2\,1$	s	$\bar{5}51$	—	$\bar{1}91$	—
$\bar{10}{\cdot}0{\cdot}1$	—	131	m	151	s	$\bar{3}91$	—
12·0·1	s	331	s	351	s	591	m
$\bar{14}{\cdot}0{\cdot}1$	ss	531	—	551	st	791	s
111	st	731	—	$\bar{7}51$	st	991	—
311	ss	931	ss	$\bar{9}51$	m	$\bar{11}{\cdot}9{\cdot}1$	s
511	—	11·3·1	sss	261	s	2·10·1	sss
711	—	$\bar{1}31$	s	261	sss	$\bar{4}{\cdot}10{\cdot}1$	sss
911	sss	331	st	$\bar{4}61$	ss	6·10·1	ss
111	—	531	s-m	$\bar{6}61$	s	$\bar{8}{\cdot}10{\cdot}1$	ss
311	ss	731	s	171	ss		

berg-Äquatoraufnahme um [010] ist β^* mit 68·4° bestimmt, woraus sich $\beta = 111^0\,36'$ ergibt. Zum Vergleich sind die Werte bei *J. D. Dana,* 1909, a : b : c = 1·1451 : 1 : 0·5906; $\beta = 111^0\,14'$.

Aus der Reflexstatistik folgt die Auslöschungsregel h + k = 2 n und das Diffraktionssymbol (*M. J. Buerger,* 1942, bzw. *Internat. Tabellen,* 1952) 1 2/m 1 C... mit den möglichen Raumgruppen C 2—C_2^3, Cm—C_s^3 und C 2/m C_{2h}^3. Eine Entscheidung über die tatsächlich zutreffende Raumgruppe kann daher nur nach Kenntnis der Kristallklasse erfolgen. In den Handbüchern erscheint gelegentlich die Angabe der Kristallklasse für Laumontit mit C_{2h} (vgl. z. B. *P. Ramdohr,* 1948, und *H. Strunz,* 1949). Sieht man nun die Abbildungen von Laumontit in *V. Goldschmidts* Atlas, 1918, durch, so findet man einige Beispiele, die ebenfalls auf die Kristallklasse C_{2h} hinweisen. Der Versuch an dem vorliegenden Material Ätzfiguren zu erzeugen, schlug fehl, da immer nur, hauptsächlich längs der Spuren

Tab. 2. *Laumontit, Weissenbergaufnahme, Drehung um [100], Äquator*

hkl	$I_{gesch.}$	hkl	$I_{gesch.}$	hkl	$I_{gesch.}$	hkl	$I_{gesch.}$
020	ss	022	s	063	—	0·10·5	m
040	sst	023	ss	064	st	0·10·6	m
060	sst	024	sss	065	—	0·12·1	—
080	st	025	ss	066	st	0·12·2	ss
0·10·0	st	026	—	081	ss	0·12·3	—
0·12·0	m	027	—	082	sss	0·12·4	m
0·14·0	m	041	—	083	s	0·12·5	m
0·16·0	sst	042	s	084	m-st	0·14·1	—
001	—	043	—	085	ss	0·14·2	s
002	ssst	044	st	086	m-st	0·14·3	—
003	—	045	ss	0·10·1	ss	0·14·4	m-s
004	st	046	st	0·10·2	st		
005	s	061	ss	0·10·3	s		
021	sss	062	st	0·10·4	m		

guter Spaltung, starke Zerfressungen auftreten. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Raumgruppe C 2/m—C_{2h}^3 aber keineswegs gesichert erscheint, nach dem positiven piezoelektrischen Effekt (*D. S. Coombs,* 1952) ist sie C 2—C_2^3 oder Cm—C_s^3.

Von den anderen Aufstellungen des Laumontites ist besonders die von *P. Groth,* 1882 (bzw. zitiert bei *V. Goldschmidt,* 1890) bekannt. Umgerechnet auf diese Aufstellung sind die Gitterkonstanten

$a_0 = 13{\cdot}85$; $b_0 = 13{\cdot}12$; $c_0 = 7{\cdot}52$ Å; $\beta = 99^0\,09'$. Daraus folgt $a_0 : b_0 : c_0 = 1{\cdot}055 : 1 : 0{\cdot}573$. Zum Vergleich nach *V. Goldschmidt*, 1890, $a : b : c = 1{\cdot}0818 : 1 : 0{\cdot}5896$; $\beta = 99^0\,18'$. Für diese *Groth*sche Aufstellung gilt dann allerdings eine monoklin-innenzentrierte Zelle.

In der Abb. 1 ist der Zusammenhang zwischen einer Laueaufnahme parallel Y und der Kristallgestalt dargestellt. Die zweizählige Achse ist gut zu erkennen. Die Hauptzonen mit der Indexform (hko) bzw. (okl) sind allerdings nur schwach besetzt. Die mäßige Qualität der Reflexe auch an kleinen Kristallen kann erkannt werden. Im folgenden sind die Reflexe der Laueaufnahme nach Zonenkreisen geordnet, aber ohne Rücksicht auf die Ordnung zusammengestellt.

(310) sst; (931) ss; (621) ss, (521) ss; (632) ss, (932) m-s; ($\bar{5}11$) st, ($\bar{4}11$) ss, ($\bar{1}\bar{1}.3.3$) s, ($\bar{3}11$) ssst, (733) st, (133) ss, (111) m-s, (433) m-s, (533) m-s, (211) m-s, (311) m-st; ($\dot{1}0.4.5$) s, ($\bar{8}45$) s, ($\bar{2}45$) s; (734) s, ($\bar{5}34$) s, (334) s, (134) s, (334) s; ($\bar{8}23$) ss, ($\bar{6}23$) s, ($\bar{4}23$) sst, ($\bar{3}23$) st, ($\bar{2}23$) m-st, (023) m-st, (223) m-st, (423) ss; ($\bar{1}0.3.5$) ss, (935) s, ($\bar{7}35$) ss, ($\bar{3}35$) ss, ($\bar{1}35$) s-m; ($\bar{7}12$) s, (512) s,)412) m-st, (312) sst, ($\bar{5}24$) sss, ($\bar{2}12$) m-st, ($\bar{5}36$) m, ($\bar{1}12$) m, (012) s, (112) sst, (212) ss, (312) s; (825) ss, (025) ss; (713) m, (513) s, (313) m-st, ($\bar{2}13$) ss, (113) s; (714) s-m, (514) s-m, (314) m-st.

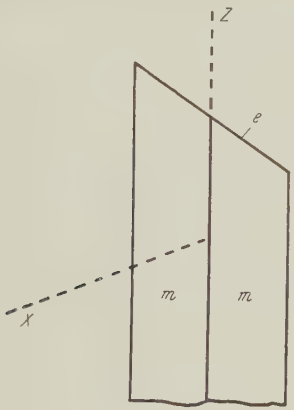


Abb. 1 a

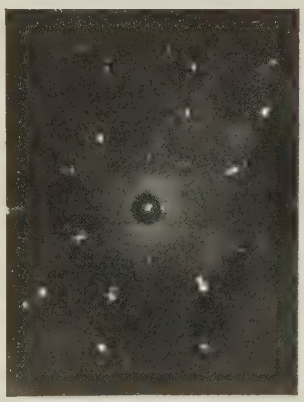


Abb. 1 b

Abb. 1. Teilabbildung 1 a zeigt das Kopfbild eines Laumontitkristalles längs Y, Teilabbildung 1 b die dazugehörige, d. h. parallelstehende Laueaufnahme mit Durchstrahlungsrichtung parallel Y. An Teilabbildung 1 b ist die zweizählige Achse sowie die mäßige Qualität der Reflexe zu erkennen. Die Zonen der Indexform (hko) bzw. (okl) sind nur sehr schwach besetzt. Der horizontale Schatten stammt vom Primärstrahlfänger.

Aus den angeführten Gitterkonstanten errechnet sich ein Zellvolumen von 1349 Å^3. Das ergibt mit der für den vorliegenden Fall bestimmten Dichte von $d = 2{\cdot}28_5$ und mit der Idealformel

für Laumontit 3·95 $\simeq$ 4 Formeleinheiten der Zusammensetzung $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4\,H_2O$ pro Elementarzelle.

Der Vergleich mit den von *D. S. Coombs* (1952) mitgeteilten Röntgendaten zeigt, daß es sich hier um einen leicht entwässerten Laumontit handelt.

Zusammenfassung.

An frisch aufgesammeltem Laumontit werden Röntgenuntersuchungen durchgeführt. Legt man die Aufstellung von *J. D. Dana*, 1909, zugrunde, so kommt man zu einer basiszentrierten monoklinen Zelle mit den Zellabmessungen $a_0 = 14{\cdot}67$ Å; $b_0 = 13{\cdot}12$ Å; $c_0 = 7{\cdot}52$ Å; $\beta = 111^0\,36'$. Als mögliche Raumgruppen bestimmen sich C 2—C_2^3, Cm—C_s^3 und C 2/m—C_{2h}^3. Wenn man die Kristallklasse mit C_{2h} als gesichert annimmt, ist die Raumgruppe C 2/m—C_{2h}^3. Doch erscheinen die diesbezüglichen Literaturangaben möglicherweise nicht genügend fundiert. Der positive piezoelektrische Effekt (*D. S. Coombs*, 1952) weist auf die Raumgruppe C 2—C_2^3 oder Cm—C_s^3 hin. Vier Formeleinheiten der Zusammensetzung $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4\,H_2O$. Die *Groth*sche Aufstellung liefert eine monoklin innenzentrierte Zelle.

Literatur.

Buerger, M. J. (1942), X-Ray Crystallography, New York. — *Coombs, D. S.* (1952), Am. Min. *37* S. 812. — *Dana, J. D.* (1909), The System of Mineralogy, 6. Auflage. New York, S. 587. — *Goldschmidt, V.* (1890), Index der Krystallformen, 2, Berlin. — *Goldschmidt, V.* (1918), Atlas der Kristallformen, 5. Heidelberg. — *Groth, P.*, (1882), Tab. Übersicht. — *Hintze, C.* (1897), Handbuch der Mineralogie, 2, Leipzig, S. 1670 — *International Tables for X-Ray,* Crystallography (1952), Vol. 1, Birmingham. — *Kieslinger, A.* (1928), Sitzungsber. Akad. Wien, math.-nat. Kl. I, *137,* S. 401. — *Meixner, H.* (1938), Mitt. Natw. Ver. f. Steiermark *75,* S. 111. — *Meixner, H.* (1940), Min.-Petrogr. Mitt. *51,* S. 436. — *Ramdohr, P* (1948), Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie, 13. Auflage, Stuttgart, S. 639. — *Sigmund, A.* (1913), Mitt. Natw. Ver. f. Steiermark *50,* S. 344/345. — *Strunz, H.* (1949), Mineralogische Tabellen, Leipzig, S. 231.

Zur Frage der Kristallisationsschieferung.

Von

H. Tertsch, Wien.

(Eingelangt am 19. März 1955.)

H. P. Cornelius, der allzu früh verstorbene, beste Kenner des ostalpinen Kristallin, hatte sich vor wenigen Jahren mit der Frage: „Kristallisationsschieferung oder Abbildungskristalloblastese?" auseinandergesetzt (Tscherm. Min. Petrgr. Mitt., 3. Folge, *1* (1950), 188 bis 190), wobei er sich sehr kräftig gegen den von *Becke* eingeführten Begriff der Kristallisationsschieferung stellt, da die Gefügeeigenschaften der Kristallinen Schiefer vielfach damit unvereinbar wären. Das würde besagen, daß die Struktur der Kristallinen Schiefer zu unrecht ganz einzig auf die Wirkung des einseitigen Druckes („Pressung" nach *Becke*, „Stress" nach *Van Hise*) zurückgeführt werde, was den Tatsachen nicht entspräche. *Becke* selbst hatte in seinen Vorlesungen über metamorphe Gesteine, insbesondere über Kristalline Schiefer neben der „Pressung" sehr eingehend auch auf die „Scherbewegungen" hingewiesen, die zu der eigentümlichen Schieferstruktur führen können. Es ist genau das, was heute als „Abbildungskristalloblastese" bezeichnet wird. *Becke* war viel zu genau im Beobachten und zurückhaltend in theoretischen Erklärungen, als daß er die Struktur der Kristallinen Schiefer nur aus einem einzigen Gesichtspunkt gedeutet hätte. Und wenn nach *Cornelius* die Hypothese der Kristallisationsschieferung (Wirkung der Pressung) „für einen Großteil der Gesteine verlassen werden muß", bedeutet das doch nicht, daß sie grundsätzlich falsch ist, sondern nur, daß sich nicht alle an Kristallinen Schiefern beobachteten Erscheinungen aus einer einzigen Vorstellung deuten lassen.

Das Wesentliche an den Kristallinen Schiefern, die unleugbaren Zeichen einer mehr oder weniger vollständigen Umkristallisation, ja Ummineralisation, wird durch die von *Cornelius* aufgeworfene Doppelfrage nicht berührt. Es scheinen, wie so vielfach in der Natur, *beide* Möglichkeiten nebeneinander zu bestehen und es dürfte durchaus von den örtlichen Verhältnissen abhängen, ob die eine oder die andere der beiden Deutungen den Tatsachen besser entspricht.

Hat man zur physikalisch-chemischen Erklärung der „Kristallisationsschieferung" das „*Riecke*sche Prinzip" herangezogen, so bezieht sich die Deutung der Struktur als „Abbildungskristalloblastese" auf das *Sander*sche „Wegsamkeitsprinzip". Nach *Riecke* werden jene Stellen eines Körneraggregates, die durch (einseitigen) Druck am stärksten gepreßt werden, in ihrer Löslichkeit erhöht und daher durch das nie fehlende, intergranulare Wasser gelöst, wobei diese Lösungen nach den Richtungen geringsten Druckes ausweichen und, da sie nun gegen ihre Umgebung übersättigt sind, ein Fortwachsen der Körner in diesen Ausweichrichtungen herbeiführen. Es ist leicht zu verstehen, daß dort, wo seitliche Schiebungen kaum in Frage kommen, also in größeren Tiefen, diese Deutung viel Wahrscheinlichkeit besitzt.

Anders dagegen in Gebieten starker Verschiebungen. Hier ist vielleicht die (auch von *Becke* nicht ausgeschaltete) Bildung von Gleitflächen im Gestein ein wesentlicher Faktor für die „Schieferung" und die während dieser mechanisch-gleitenden Beanspruchung des Gesteines erfolgende Umkristallisation und Ummineralisation wird demnach den Kraftlinien dieser Scherbewegung, also dem *Sander*schen Wegsamkeitsprinzip, folgen. Hier spielen daher die mehr oder weniger starken, geotektonischen Bewegungen von Gesteinsmassen, die der Erdoberfläche näher liegen und damit auch leichter verschiebbar sind, eine wesentliche Rolle. Da ist es wohl kein Zufall, daß die Kristallinen Schiefer in den mächtigen Tafelmassen Finnlands und Schwedens in erster Linie die *Becke*sche Kristallisationsschieferung zu bestätigen scheinen und sich z. B. *Eskola* daher für diese Deutung einsetzt, während die Einzeluntersuchungen in den geotektonisch stark durchbewegten alpinen Gebieten vieles zutage förderten, das sich besser durch die *Sander*sche Abbildungskristalloblastese erklären läßt.

Bei dem derzeitigen Stand der Beobachtungen und Erfahrungen scheint es müssig, die *Cornelius*sche Frage eindeutig in dem einen oder anderen Sinn beantworten zu wollen. *Cornelius* hatte aber eigentlich in seiner Notiz gar keine wirkliche Frage gestellt, sondern sich durchaus gegen den *Becke*schen Deutungsversuch gewendet und geotektonische Überlegungen angestellt, die nach seiner Auffassung die Deutung durch eine Kristallisationsschieferung endgültig zerstören.

Gleichwohl scheinen Tatsachen vorzuliegen, die sich nicht restlos durch eine Abbildungskristalloblastese erklären lassen. Dazu gehört z. B. die gelegentliche Beobachtung von wesentlicher Verschiedenheit der Ausbildungsformen des gleichen Minerales, je nach seiner

Lage zu der herrschenden „Gleit- (Streckungs-) Richtung" in der Schieferebene. Wenn die Scherbewegung vorausgeht, und damit erst die Grundlage für die Umkristallisation schafft, dann müßten sich zunächst alle Minerale mit ausgesprochenen Gleit- und Streckrichtungen in diese Schieferungsrichtung einregeln und in dieser dann unter der Wirkung des gerichteten Druckes nach Tunlichkeit weiter wachsen. Es müßten also z. B. in einem glimmerreichen Gestein sich zuerst alle Glimmerschuppen in die Schieferebene einfügen bzw., wenn es sich um ehemals säulige Glimmerkristalle handelt, diese parallel der Schieferebene zerschert werden. Das kristalloblastische Fortwachsen der Einzelschuppen (im wesentlichen eine Art Sammelkristallisation, wobei die größeren Schuppen auf Kosten der kleineren, des „Staubes", weiter wachsen) würde dann nur zu einer *flächigen* Vergrößerung der Kristallschuppen in der Schieferungsebene führen. Aber eine Tatsache bleibt bei dieser Betrachtungsweise ungeklärt, nämlich das Verhalten von Glimmerkriställchen, deren Hauptachsen ungefähr in der Streckungsrichtung liegen und deren Schuppen also normal dazu sind. In solchen Fällen beobachtet man nämlich, daß die Kriställchen *klotzig* weiter wachsen, nicht entsprechend ihrer Schuppenfläche, sondern, wie alle anderen Gemengteile, in der Streckrichtung, oder, wie es bei der Kristallisationsschieferung heißt, in der Richtung des geringsten Widerstandes. Wäre eine Scherbewegung vorausgegangen, oder zum mindesten die Ursache für die einsetzende Umkristallisation, dann wären solche Glimmerkriställchen zunächst zerschert, also in die Bewegungsrichtung eingeregelt worden und das Auftreten solcher klotziger Glimmer mit ihren Basisflächen ungefähr senkrecht zur „Streck"-Richtung ganz ausgeschlossen. Schon daraus ergibt sich, daß es eine Kristallisationsschieferung gibt, die nicht auf eine primäre Scherbewegung zurückgeht, sondern sozusagen im ruhenden Zustand des Gesteines erfolgt. Wenn auch derartige Beobachtungen nicht häufig sind, ist doch die Tatsache als solche hinreichend zu dem Nachweis, daß bestimmt auch Kristalline Schiefer entstehen, die nichts mit vorgegebenen Schieferungsflächen zu tun haben und daher wohl nur auf die Wirkungen gerichteten Druckes zurückzuführen sind. Es ist übrigens wohl nicht notwendig, darauf hinzuweisen, daß bei jedem Deutungsversuch der Bildung Kristalliner Schiefer mehr oder weniger erhöhte Temperatur bzw. damit im Zusammenhang erhöhte chemische Reaktionsfähigkeit als maßgebend betrachtet werden.

Cornelius hatte aber eine andere, seiner Ansicht nach entscheidende, geotektonische Überlegung angestellt, die dartun sollte, daß die Kristallisationsschieferungs-Hypothese unhaltbar sei. Er untersuchte die Änderung der Raumverhältnisse bei Umwandlung eines

Gesteines in einen Kristallinen Schiefer, wenn der Gesteinskörper allseitig in der Erdrinde eingespannt ist und seitlich nicht ausweichen kann. Wenn man auch beobachten kann, daß hiebei durch Ummineralisation, also durch völlige Neugruppierung der chemischen Bestandteile zu neuen, *raumsparenden* Mineralverbindungen (*Beckes* Volumsgesetz) unter Umständen bis fast zu 20% des ursprünglichen Volumens eingespart werden können, ist doch damit allein die tatsächlich eingetretene Raumverminderung nicht restlos geklärt. Das hiefür, wie für die Tatsache der Schieferung herangezogene *Rieckesche* Prinzip unter gerichtetem, einseitigen Druck setzt eine Ausweich- (Streckungs-) Richtung voraus. Ein auf das kleinstmögliche Volumen zusammengepreßter Körper müßte bei weiterer Pressung in den druckschwächsten Richtungen ausweichen können. *Cornelius* gab eine sehr einfache, unbestreitbare Rechnung dafür, daß die Länge und Breite eines solchen gepreßten Gesteinspaketes im gleichen Maße zunehmen müßte, wie die Höhe (Preßrichtung) abnimmt. Ist der Gesteinskörper aber allseitig eingespannt, so daß er seitlich nicht ausweichen kann, dann ist nach dieser Ansicht auch die Kristallisationsschieferung unmöglich. Da ist es immerhin bemerkenswert, daß gerade bei Kristallinen Schiefern in so ausgedehntem Maße Kleinfaltungen, richtiger „Fältelungen" bis herab zur Rillenbildung beobachtet werden. Offenbar handelt es sich hier um *Stauchfalten*, wie sie auch sonst nicht allzu selten zu sehen sind. Durch solche kann die unvermeidliche Vergrößerung der Fläche senkrecht zur Pressung abgefangen werden. Man denke an den „Gekrösestein", die Pseudomorphose von Gips nach einer Anhydritlage, bei dem die für die Gipsbildung unerläßliche Wasseraufnahme und damit Volumszunahme zur Bildung solcher ausgeprägter Stauchfalten führt. Ist also eine Umkristallisation im Gange, dann hat auch ein ringsum „eingespannter" Gesteinsblock immer noch die Möglichkeit, Stauchfalten zu bilden, eine Ausweichmöglichkeit, die nur zu oft übersehen wird.

Sowohl die merkwürdigen Wachstumsformen von Kristalloblasten, die mit ihrer Hauptwachstumsrichtung quer zur „Streck"-Richtung liegen, wie auch das Auftreten vielfacher Kleinfaltenbildung (Stauchfalten) bei den verschiedensten Kristallinen Schiefern deuten darauf hin, daß die *Becke*sche Vorstellung von der Kristallisationsschieferung physikalisch-geometrisch durchaus nicht unmöglich ist, sondern daß je nach Umständen Kristallisationsschieferung *oder* Abbildungskristalloblastese die Bildung der Kristallinen Schiefer besser verstehen lassen.

Von der Lehrkanzel für Mineralogie und Techn. Geologie,
Technische Hochschule Graz.

Zur Bestimmung der Tonminerale mit dem Elektronenmikroskop.

Von

Erich Neuwirth.

Mit 15 Textabbildungen.

(Eingelangt am 1. Mai 1955.)

Inhalt: Einleitung — Beschreibung der Untersuchungsmethoden — Ihre Anwendung bei der Bestimmung der wichtigsten Tonminerale.

Einleitung.

Die Bedeutung des Lichtmikroskopes für die Mineralogie bedarf im allgemeinen keiner Hervorhebung. Als Rüstzeug des Mineralogen hat es seine Leistungsfähigkeit so unter Beweis gestellt wie nur wenige andere Hilfsmittel. Eine entscheidende Grenze ist jedoch dem Lichtmikroskop durch die Größe der Lichtwellen gesetzt. Da in der Gesteinswelt, und zwar besonders in den Sedimenten Minerale auftreten, die in oder unter der Größenordnung der Lichtwellen liegen, war es wünschenswert, ein Mikroskop zu erhalten, das gerade diese Größenbereiche sichtbar werden läßt. Erst einige Jahre vor dem zweiten Weltkriege fand dieser Wunsch mit der Schaffung des Elektronenmikroskops seine Erfüllung. Es wurde vor allem durch *W. Eitel* der Mineralogie nähergebracht (Lit. 1) und seine Brauchbarkeit in mehreren Arbeiten unter Beweis gestellt (z. B. Lit. 2, 3, 4). Seit dieser Zeit hat das Elektronenmikroskop in fast allen Zweigen der Wissenschaft bedeutende Fortschritte erzielt.

Für die Untersuchung mit dem Elektronenmikroskop kamen von seiten der Mineralogie, wie bereits angedeutet, besonders jene Minerale in Frage, die zufolge ihrer geringen Größe bis dahin wenig erforscht worden waren und die außerdem in einem günstigen Größenverhältnis zur Wellenlänge des Elektronenstrahls standen. Diese Minerale, zum Großteil Tonminerale, bildeten daher das erste große elektronenoptische Betätigungsfeld für die mineralogische Forschung.

Die Untersuchung der Tonminerale stellt an die Elektronenmikroskopie ganz besondere Anforderungen, da die Tonminerale

nicht wie die übrigen gesteinsbildenden Minerale durch einen engen Bereich markanter Eigenschaften charakterisiert sind, sondern vielmehr durch einen weiten Bereich wenig differenzierter Eigenschaften. Die zur Anwendung kommenden Untersuchungsmethoden müssen daher entweder zahlreich sein oder es muß eine Methodik verwendet werden, die hinreichend vielseitig ist, um ein charakterisierendes Eigenschaftsbild des untersuchten Materials zu ergeben. Es leuchtet ein, daß der erste Weg der günstigere sein muß. Jedoch stehen in den seltensten Fällen mehrere der in Frage kommenden Untersuchungsmethoden zur Verfügung. Für die direkte Bestimmung eines Tonminerals reichen die an einem Elektronenmikroskop gesammelten Kriterien aus. Denn es ist, wie anschließend zu zeigen versucht wird, bei einiger Übung und Erfahrung ohne weiteres möglich, mehr Eigenschaften als bloß die Größe und Gestalt der Tonminerale im Elektronenmikroskop zu bestimmen.

Die Untersuchungsmethoden.

In ähnlicher Weise wie in der Lichtmikroskopie ist man auch in der Elektronenmikroskopie bemüht, möglichst viele Eigenschaften der Objekte als Anhaltspunkte für ihre Bestimmung herauszulesen und zu registrieren. Hiezu dient in der Elektronenmikroskopie neben dem Bild auch die Beugung des Objektes (Lit. 5). Die Anhaltspunkte können daher auf diesen beiden Gebieten gesammelt werden. Sie gliedern sich im einzelnen in folgende Möglichkeiten:

A. Beugung:	B. Bild:
1. Beugungen von Pulvern (Sammelbeugung) nach Art der röntgenographischen Pulveraufnahmen.	1. Form und Beschaffenheit der Teilchen.
2. Beugungen von Einkristallen, die den Lauediagrammen der Röntgenographie entsprechen.	2. Chemische Reaktionen auf dem Objektträger.

C. Kombination von Beugung und Bild:

1. Überprüfung des Verhaltens des Kristallgitters bei Erhitzung (durch Bestrahlungsteigerungen) mittels Beugung sowie gleichzeitiger Veränderungen der Form und Beschaffenheit.
2. Beobachtung und Beurteilung der Beugungseffekte im Hell- und Dunkelfeldbild sowie ihrer Veränderungen bei Temperatur- und Strahlungssteigerungen.

Es ist nicht der Zweck dieser Arbeit, sämtliche bisher durchgeführte elektronenoptische Bestimmungsverfahren zu referieren; es

werden vielmehr nur jene Methoden hervorgehoben, die sich bei der Untersuchung von Tonmineralien besonders zweckmäßig erwiesen haben bzw. die sich der Verfasser dafür zu eigen gemacht hat.

A. Die Beugung.

1. Beugungen an Pulverpräparaten (Sammelbeugung).

Setzt man ein Elektronenmikroskop in Betrieb, so erscheint am Leuchtschirm als erstes das Beugungsbild des vorliegenden Objektes (Abb. 1). Man erhält dadurch eine erste Charakteristik der Substanz von gewissem qualitativem und auch quantitativem Werte, der jedoch nicht ganz dem der Röntgenpulveraufnahme gleichkommt. Der Wertunterschied zwischen diesen beiden Beugungsmethoden wird vor allem durch zwei Erscheinungen hervorgerufen. Die erste hievon ist die starke Streuung des Elektronenstrahles. Diese hat zwar eine hohe Intensität der atomaren Abbeugung zur Folge und gibt die Möglichkeit der direkten Beobachtung der Beugung auf einem Leuchtschirm und einer sehr kurzen Belichtungszeit für Elektronenbeugungsaufnahmen ($\sim$ 1 Sekunde), bedingt aber anderseits eine

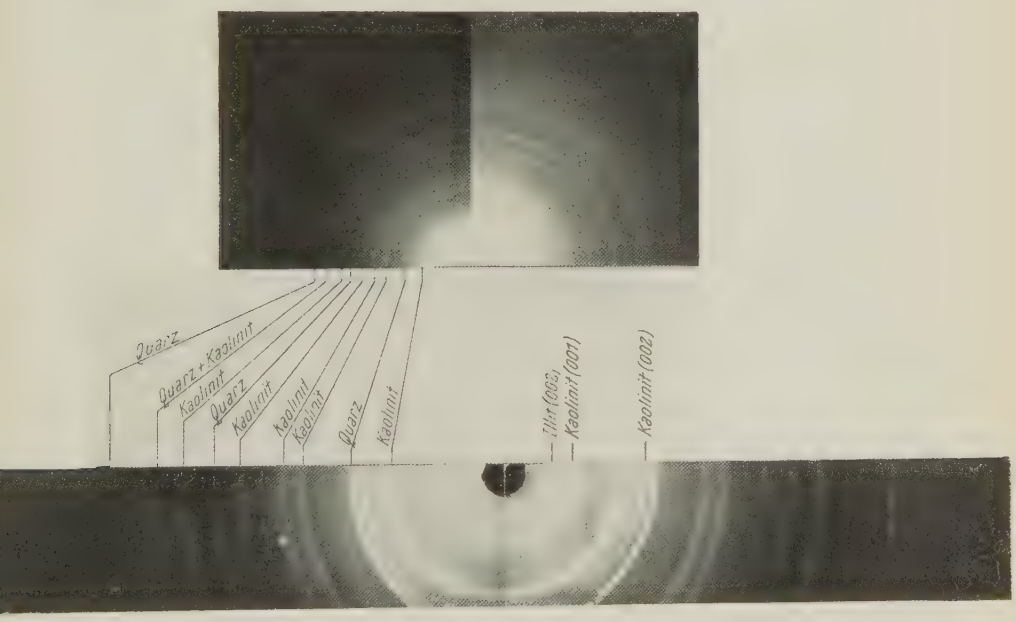


Abb. 1. Oben Elektronenbeugungsaufnahme, unten Röntgenpulveraufnahme eines Kaolinittones von Neuberg a. d. Donau. Linien gleicher d-Werte wurden verbunden. Es ist zu sehen, daß die Elektronenbeugungsaufnahme weniger Linien enthält als die Röntgenaufnahme. Dies wird vor allem durch das Nichterscheinen der (001)-Interferenzen hervorgerufen. Die wichtigsten (001)-Linien sind auf der rechten Seite der Röntgenaufnahme angezeichnet. Man beachte auch die Intensitätsunterschiede der Linien beider Aufnahmen. Von den Illitlinien wurde nur die erste bezeichnet. Die übrigen fallen mit den Kaolinitlinien zusammen.

geringe Eindringtiefe und eine starke Absorption. Dies auf die Tonmineraluntersuchung übertragen, bedeutet, daß die Teilchen eine sehr geringe Dicke haben müssen um durchstrahlbar zu sein und ein Beugungsdiagramm zu liefern. Diese Bedingungen erfüllen die Tonminerale durch ihre geringe Größe und durch ihre bevorzugt blättrige Gestalt in einem, gegenüber anderen, körnigen Gemengteilen, wie z. B. Quarz und Feldspat so bevorzugtem Maße, daß ein Gemenge dieser Minerale meist nur die Beugung der Tonminerale ergibt. Erst wenn die Größe der körnigen Minerale ein Mikron wesentlich unterschreitet erscheinen ihre Beugungslinien. Diese Auswahl der Beugungslinien ist nicht immer ein Nachteil.

Ein ähnlich selektives Erscheinen der Linien ist auch in Beugungsdiagrammen von Mineralen mit Schichtstrukturen, also besonders von Tonmineralen zu beobachten. Ein Vergleich mit Röntgenbeugungsaufnahmen *(Debye-Scherrer-Hull)* zeigt nämlich, daß alle (00l)-Interferenzen in den Elektronenbeugungsdiagrammen fehlen (Abb. 1). Gerade diese Linien sind in den Röntgenaufnahmen die kräftigsten und haben bei der Tonmineralbestimmung besonderen Wert. Der Grund ihres Fehlens in Elektronenbeugungsaufnahmen wurde bereits mehrfach diskutiert (Lit. 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12) und der elektronenoptischen „Glätte" der (00l)-Flächen, ihrer hohen Absorption und auch der Brechung (Lit. 11, 12) zugeschrieben. Eine Beurteilung dieser drei Phänomene läßt ihren Zusammenhang in Form der Dichte erkennen. Außerdem müssen, wenn die Brechung des Elektronenstrahls bei der üblicherweise verwendeten Beschleunigungsspannung von 60 bis 80 kV eine Rolle spielen soll, für die Beugungsrichtung von (00l) besonders große und wechselnde Unterschiede in der Dichte vorliegen. Diese Forderung scheint durch das Schichtgitter Bestätigung zu finden, zumal bei einem Abklingen des ausgesprochenen Schichtgittercharakters der Effekt der „elektronenoptischen Glätte" verschwindet (Lit. 7). Das Fehlen dieser Linien erschwert die Tonmineralbestimmung mittels der Elektronenbeugung sehr stark. Es fehlte daher nicht an Bemühungen, dafür einen Ersatz zu finden. Darüber wird im folgenden noch berichtet werden.

Die zweite der nachteiligen Eigenschaften des Elektronenstrahls ist die geringe Größe seiner Wellenlänge. Bei einer Beschleunigungsspannung von 70 kV beträgt die Wellenlänge nur 0·0445 Å. Als Folge davon entstehen kleine Glanzwinkel, die die Interferenzlinien stark zusammenrücken lassen. Durch die große Länge des Beugungsweges im Elektronenmikroskop (meist bis 585 mm für Siemens 100-kV-Geräte) werden sie vermeßbar gemacht. Die Abstände zwischen aufeinander folgenden Linien sind aber dennoch sehr klein und erfordern eine sehr genaue Vermessung. Der durch die Beugungs-

aufnahme erfaßbare Bereich von d-Werten, ist wie früher erwähnt durch das Fehlen der (001)-Linien eingeschränkt und wird, wenn nicht besondere Maßnahmen getroffen werden, außerdem erst von $d = 5{\cdot}0$ Å abwärts erhalten. Es fallen somit gerade die für die Tonmineralbestimmung entscheidenden Linien mit hohen d-Werten fort. Die Reihe der Interferenzlinien reicht jedoch, wiederum durch das kleine λ bedingt, in niedrigere d-Werte hinein als bei Röntgenaufnahmen (Cu-Strahlung).

Diesen Nachteilen stehen, wie zum Teil bereits erwähnt, sehr wesentliche Vorteile gegenüber. Ist die Möglichkeit der wechselweisen Beobachtung von Beugung und Bild ein und derselben Substanz schon ein außerordentlicher Vorteil, so wird dieser noch davon übertroffen, Veränderungen der Versuchssubstanz während Bestrahlungssteigerungen und Erhitzung im Mikroskop verfolgen zu können. Durch diese letztere Möglichkeit können Zustände erfaßt werden, die auf anderem Wege nicht dargestellt werden können. Weiters ist die geringe Substanzmenge, die für eine Untersuchung notwendig ist sowie die bereits erwähnte Beobachtung der Beugung am Leuchtschirm und die kurze Belichtungszeit für Beugungsaufnahmen als besonders vorteilhaft zu nennen.

Die weitgehende Verwandtschaft der Elektronen- und Röntgenstrahlung erlaubt es, ihre Beugungen in Beziehung zu setzen. Eine exakte Beziehung zwischen diesen beiden Beugungen verspricht außerdem ihre wünschenswerte Ergänzung, wodurch ihre jeweiligen Vorteile besser zur Geltung kommen (z. B. auch die Überleitung der numerischen Elektronenbeugungsergebnisse in Röntgenwerte, für welch letztere eine umfassende Literatur zur Auswertung und zum Vergleich zur Verfügung steht). Es wurden daher die mathematischen Beziehungen zwischen den beiden Beugungsarten schon vor längerer Zeit dargestellt (Lit. 11) und wiederholt angewandt (Lit. 4, 5, 6, 7, 11). Der Ausgangspunkt hiefür ist die Braggsche Bedingung $n\lambda = 2\,d \sin \delta$, die folgenden weiteren Zusammenhang ergibt:

$$/1/ \qquad d = \frac{\lambda\, R}{2 \sin \delta\, R} = \frac{\lambda\, E}{2 \sin \delta\, E}$$

Die Abhängigkeit der Wellenlänge des Elektronenstrahls von der verwendeten Beschleunigungsspannung geht aus der von *de Broglie* aufgestellten Beziehung $\lambda = \frac{h}{m \cdot v}$ [1] hervor. Außerdem ist die Größe von λ im Gegensatz zur spezifischen Röntgenstrahlung noch von der während der Beugungsaufnahme erzielten Gesamtintensität der

[1] h = Planckssches Wirkungsquantum, m = Masse des Elektrons, v = Geschwindigkeit.

Strahlung, also auch von apparativen Konstanten abhängig. Daraus erhellt, daß die Kenntnis dieser Bedingungen für die Bestimmung der Wellenlänge und der Auswertung der Beugung von grundlegender Bedeutung ist. Aus der naheliegenden Messung der Spannungsverhältnisse erhält man jedoch diese Bedingungen viel weniger genau und schwieriger als durch Eichung der Beugung mit einer Substanz, deren Strukturabmessungen bekannt sind. *H. König* (Lit. 13) hat zu diesem Zwecke die von *Riedmüller* geschaffene Doppelbeugung in die Elektronenmikroskopie eingeführt. Da bei eigenen Untersuchungen zur näheren Bestimmung der Tonminerale Röntgenbeugungsaufnahmen parallel zur Elektronenbeugung hergestellt wurden, lag das Bestreben nahe, die Elektronenbeugungsaufnahmen durch Röntgenaufnahmen zu eichen.

Aus /1/ geht hervor, daß für einen bestimmten gemeinsamen d-Wert λE berechnet und damit die gewünschte Eichung vorgenommen werden kann:

$$/2/ \qquad \lambda E = \frac{\lambda R}{2 \sin \delta R} \cdot \sin \delta E$$

In Abb. 1 sind die zusammengehörigen Beugungslinien, die unter Zugrundelegung der Gleichung /2/ berechnet wurden, dargestellt. Als Beispiel diente ein Kaolinitton von Neuburg an der Donau, der neben Kaolinit Quarz und Illit enthält.

2. Die Einzelbeugung.

Diese Art von Beugung, deren Herstellung allerdings nur in Elektronenmikroskopen jüngster Fertigung möglich ist, kann auf zwei verschiedene Weisen erzielt werden. Man erzeugt entweder mittels eines Feinstrahlkondensors (Siemens) einen sehr feinen Strahl und verwendet diesen zur Beugung oder blendet auf einer Zwischenbildebene bis auf entsprechende Feinheit den Strahl aus (Philips). Im letzteren Falle wird analog zur konoskopischen Betrachtungsweise der Lichtmikroskopie vorgegangen und die hintere Brennebene des Objektivs auf dem Leuchtschirm abgebildet. Die bei schütterer Verteilung der Teilchen auf dem Objektträger leichter erzielbare Beugung entspricht den röntgenographischen Laueaufnahmen weitgehend und wird wie diese mittels der gnomonischen Projektion indiziert. Da dem Verfasser eine derartige Einrichtung bei den laufenden Untersuchungen nicht zur Verfügung stand, wird dieses Verfahren hier nicht näher beschrieben. Zweifellos ist dadurch die Bestimmung eines Mineralgemisches sehr erleichtert (Lit. 5). Um diesen Mangel bei den eigenen Untersuchungen auszugleichen, wurde nach anderen Verfahren gesucht. Darüber wird in einem späteren Abschnitt berichtet werden.

B. Das Bild.

1. Form und Beschaffenheit der Teilchen.

Von ganz besonderer Bedeutung bei einer Untersuchung ist der visuelle Eindruck, den man von einer Substanz erhält. Dieser wird dem Beschauer durch die Form und Beschaffenheit der Prüfsubstanz vermittelt. In der Praxis werden darüber hinaus vom geübten Mikroskopiker diese Eigenschaften zur schnellen Bestimmung von Proben verwendet, und zwar sowohl im Licht- als auch im Elektronenmikroskop in gleicher Weise und mit gleichem Bestimmungswert. Der Bestimmung der Tonminerale kommt außerdem eine Formbeständigkeit zugute, die oft unterschätzt wird. So z. B. zeigte es sich, daß der Montmorillonit, der als ungünstigster Fall in dieser Hinsicht angesehen werden kann, auch bei verschiedener Art des Ausgangsmaterials gleiche Formen besitzt. Als Beispiele hiefür werden die Montmorillonite von Deuchendorf (Mürztal, Stmk.) (Abbild. 2) und von Amberg (bei Spital a. d. Drau) gezeigt (Abb. 3). Der Deuchendorfer Montmorillonit ist aus vulkanischem Glase (Lit. 14), jener von Amberg jedoch durch Verwitterung des Feldspates eines Pegmatits ent-

Abb. 2. Elektronenoptische Aufnahme des Montmorillonits von Deuchendorf (Mürztal, Steiermark). Typische Gestalt eines naturbelassenen Montmorillonits. Entstehung aus vulkanischem Glase (Tuff).

Abb. 3. Montmorillonit von Amberg bei Spittal a. d. Drau. Dieser Montmorillonit ist durch Verwitterung von Feldspat entstanden. Trotz unterschiedlicher Natur der Ausgangssubstanzen und wahrscheinlich auch des Bildungsvorganges sind sich die Montmorillonite der Abb. 2 und 3 sehr ähnlich.

standen (Lit. 15). Aber nicht nur natürliche Montmorillonite besitzen sehr ähnliche Formen, sondern auch synthetische Montmorillonite unterscheiden sich von diesem kaum [1]. Selbstverständlich gibt es auch hier Ausnahmen, wobei jedoch eine Grundcharakteristik der Form in den meisten Fällen erhalten bleibt.

Für die übrigen Tonminerale gilt ungefähr dasselbe. Die in den Abb. 4 bis 7 gezeigten Mineralformen charakterisieren sie im Durchschnitt. Illit und schlecht begrenzte Kaolinite einerseits und schön begrenzte Serizite und ebensolche Kaolinite anderseits könnten verwechselt werden. In diesen Fällen führen noch zu nennende Eigenschaften eine deutliche Unterscheidung herbei.

Der Halloysit ist von den häufiger auftretenden und deshalb hier als Beispiele angeführten Tonmineralen an seiner Form leicht zu erkennen. Vor kurzem ist jedoch ein Material beschrieben worden (Lit. 16), das aufgerollten Halloysit enthält. Es waren daher neben typischen, röhrchenförmigen Halloysiten auch rundliche Blättchen zu sehen. Selbst in solchen Fällen ist durch weitere elektronenoptische Verfahren eine Bestimmung möglich.

Die Beschaffenheit ist eine Eigenschaft, die sich eng an die der Form anschließt. Oft übersieht man sie zugunsten der Form, wie es gerade bei Beschreibung von Tonmineralen vorkommen kann. Da der Begriff „Beschaffenheit" ausreichend klar ist, sei nur ein Beispiel gezeigt, in welchem die Beschaffenheit als Bestimmungskriterium gut herangezogen werden kann.

Kaolinit und Fireclay-Mineral sind sich zufolge einer engen physikalisch-chemischen Verwandtschaft äußerlich sehr ähnlich. Beurteilt man jedoch beide nach ihrer im Elektronenmikroskop feststellbaren Beschaffenheit, so ergeben sich doch oft (Lit. 24, 25) deutliche Unterschiede (Abb. 5 und 6). Abgesehen von der gerundeten Form, die hier schon einen kleinen Unterschied mit sich bringt, ist das Fireclay-Mineral durch wolkige Beschaffenheit, die ihm ein weiches unscharfes Aussehen verleiht, gekennzeichnet. Dieser einfache Unterschied wird an späterer Stelle durch weitere ergänzt werden, so daß u. d. EM. eine deutliche Unterscheidung von Kaolinit und Fireclay-Mineral möglich ist.

Schließlich ist noch hervorzuheben, daß sich die Beschaffenheit eines Minerals durch Bestrahlung und der damit verbundenen Erhitzung leichter verändert als die Form. Somit besitzt diese Eigenschaft beim Verfolgen von Umwandlungen im Elektronenmikroskop einige Bedeutung.

[1] Diese Feststellung ist mir durch das freundliche Entgegenkommen Herrn Prof. Dr. Ing. *M. Karšulin* (Zagreb) ermöglicht worden.

2. *Chemische Reaktionen auf dem Objektträger.*

Die bekannte Reaktionsträgheit der Silikate gewährt dieser Methode bei Tonmineralbestimmungen keine besonderen Möglichkeiten. Einige bekannte Verfahren (z. B. Lit. 17) sind verhältnismäßig zeitraubend und in ihrer Auswirkung sehr von der Reinheit der verwendeten Reagenzien sowie ihrem ladungsmäßigen Zustande abhängig. Diese Verfahren haben daher bei Reihenuntersuchungen und ausgesprochenen Bestimmungen geringere Bedeutung. In speziellen Fällen lassen sich dadurch jedoch Eigenschaften entziffern, die auf andere Weise kaum erkannt werden könnten. Aus diesen Gründen sei hier nur der Hinweis darauf und keine genauere Beschreibung gegeben.

Einfachere chemische Vorgänge, wie fraktioniertes bzw. selektives Lösen der Probe auf dem Objektträger besitzt größere Bedeutung und hat Behüllung der Probe zur Voraussetzung. Dabei werden durch Bedampfung z. B. Kohle- oder SiO-Häute erzeugt, in welchen die Probe eingehüllt wird (Lit. 18). Aus diesen Hüllen können mit geeigneten Säuren bestimmte Teilchen oder die ganze Substanz gelöst werden, ohne die Hülle dabei zu verändern. Dieses Verfahren, das besonders an der Forschungsstelle für Elektronenmikroskopie an der Technischen Hochschule in Graz gepflogen wird, wird mit besonderem Vorteil bei undurchstrahlbaren Teilchen und bei Oberflächenuntersuchungen angewendet. Beispiele für Hüllen bringen die Aufnahmen Abb. 8 und 9.

Zur Erhöhung des Kontrastes kann man auf ähnliche Weise Teilchen oder auch ihre Hüllen schräg bedampfen. Die Schrägbedampfung hat in der Tonmineralogie größere Bedeutung, da die Teilchen zufolge ihrer außerordentlich guten Durchstrahlbarkeit in manchen Fällen ohne Bedampfung zu wenig kontrastreich erscheinen können (Lit. 18).

C. Die Kombination von Beugung und Bild.

1. Überprüfung des Verhaltens des Kristallgitters bei Temperatur- und Bestrahlungssteigerungen mittels Beugung sowie gleichzeitiger Veränderungen der Form und Beschaffenheit.

Einer der größten Vorteile, den das Elektronenmikroskop bietet, besteht zweifellos in der Möglichkeit der wechselweisen Beobachtung von Bild und Beugung ein und desselben Präparates oder sogar engerer Bereiche daraus. Hiezu kommt weiters die zu Anfang der Elektronenmikroskopie als starker Nachteil empfundene Erhitzung der Präparate und die damit verbundene mögliche Veränderung. Sie ruft bei den Tonmineralen Umwandlungen hervor, die sich meist

nur auf den Gitterbau beziehen und eine äußerliche Veränderung nur in wenigen Fällen erkennen lassen. Diese Umwandlungen sind für jedes Tonmineral unterschiedlich und sind somit eine vorgegebene Möglichkeit für ihre Bestimmung: ein anfänglicher Nachteil hat sich in einen sehr bedeutenden Vorteil gewandelt. Dies wird noch besser verständlich, wenn man sich den Aufbau der Tonmineralien vor Augen hält. Neben dem bekannten, gemeinsamen Bauprinzip der Tonminerale, dem $(Si, Al)O_4$-Tetraedernetzsystem, lassen sie eine sie differenzierende Ordnung der verschiedenen Schichten erkennen. Diese wird vor allem durch Unterschiede in der Orientierung der übereinanderliegenden Netze und in der Bindungsart der H_2O-(OH)-Schichten hervorgerufen. Werden Tonminerale im Vakuum des Elektronenmikroskops erhitzt, so werden sie daher ihr Kristallwasser unterschiedlich, gemessen nach Temperatur und Zeit, abgeben. Man kann somit analog zur Differentialthermoanalyse die Abgabe des Wassers als Kriterium benützen. Im Falle der elektronenoptischen Untersuchung der Tonminerale wird der Zeitpunkt der Wasserabgabe und die damit zusammenhängende Zerstörung des Gitters durch das Verlöschen der Beugung beobachtet. Eine diesbezügliche Reihung sieht für die wichtigsten Tonminerale folgend aus:

1. Halloysit — Gitterzerfall (Verlöschen des Beugungsdiagramms) ab 50° C.
2. Kaolinit — ab 400° C, totale Gitterzerstörung etwas unter 600° C.
3. Montmorillonit — ab 600° C.
4. Fireclay-Mineral — ab 700° C.
5. Illit — ab 900° C.

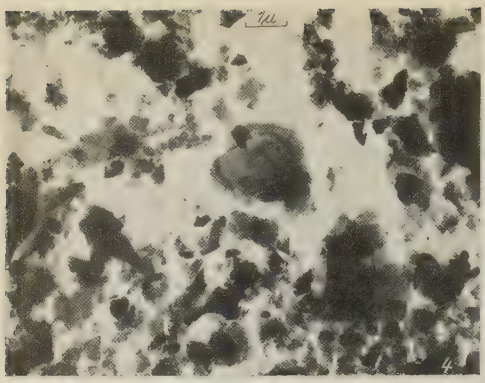
Diese Bestimmungsmethode ist solange gut verwendbar, als es sich um reine oder besser gesagt um mehr oder weniger monomineralische Proben handelt. Kommen jedoch mehrere Tonminerale zusammen vor, so wird, wie bereits festgestellt wurde, die Beugung von der einer einzigen Tonmineralart nicht abweichen. Wollte man durch Erhitzung eine Trennung der Tonminerale in Gemischen herbeiführen, so wird bei einer bestimmten Temperatur eine Tonmineralart zerstört werden und seine Beugung verlöschen. Da jedoch genug andere, weiterhin beugende Tonminerale vorhanden sind, deren Beugung sich nicht von der des zerstörten Tonminerals unterscheidet, wird im Diagramm die Zerstörung der einen Mineralart nicht bemerkbar sein. Diese Methode muß somit bei entsprechend ungünstig gemischten Tonen versagen.

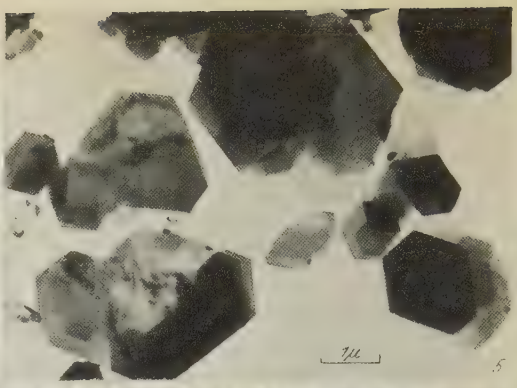
2. Beobachtung und Beurteilung der Beugungseffekte im Hell- und Dunkelfeldbild sowie ihrer Veränderung bei Temperatur- und Strahlungssteigerungen.

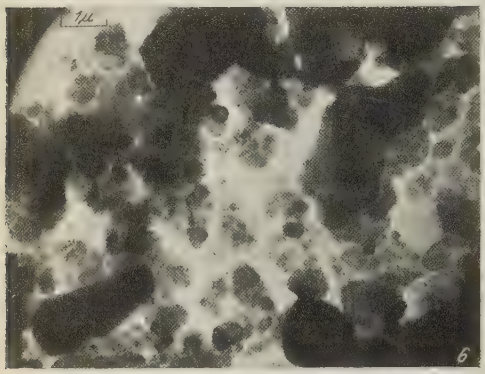
Auf der Suche nach einer Methode, die eine Einzelmineralbestimmung ohne Verwendung einer Einrichtung für Feinstrahlbeugung zuläßt, wurde in Erwägung gezogen, ob nicht von Beugungseigenschaften ausgegangen werden kann, die am Bild des Einzelminerals in Erscheinung treten. An dünnen, bevorzugt blättrigen, mehr oder minder gebogenen Kristallen erkennt man nämlich im Hellfeld dunkle und im Dunkelfeld helle Streifen, deren Entstehung auf Reflexion an Gitterebenen zurückzuführen ist (Lit. 19, 20, 21, 22). Diese Streifen erscheinen im Hellfeld deshalb dunkel, weil sie aus dem bilderzeugenden Elektronenbündel abgebeugt, von der feinen Aperturblende aufgefangen werden und somit nicht zur Abbildung beitragen können. Umgekehrt werden die Streifen in der Dunkelstellung durch entsprechende Kippung des Beleuchtungssystems oder auch des Objektes leuchtend sichtbar, während das bilderzeugende Strahlenbündel von der Blende abgefangen und die eigentliche Abbildung fast gänzlich zum Verlöschen gebracht wird (Abb. 10, 11 und 12). In beiden Bildarten, in der zweiten (Dunkelfeldbild) in noch günstigerer Weise, ist als ganz besonderer Vorteil die Möglichkeit enthalten, Bild und Beugungseffekt eines Minerals gleichzeitig beobachten zu können. Soll nun diese Tatsache für die Bestimmung einzelner Tonminerale verwendbar sein, so muß sich die Differenziertheit der einzelnen Tonminerale in den beobachteten Effekten auswirken. Einige Beispiele mögen die Brauchbarkeit der Methode schildern.

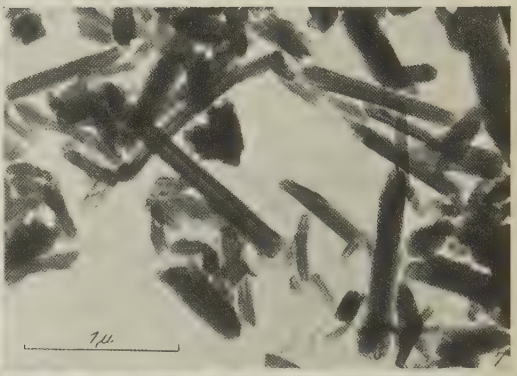
Der Illit besitzt zumeist keine gesetzmäßigen Begrenzungen und kann ebensolchem Kaolinit sehr ähnlich sein. Er zeigt von den Tonmineralen jedoch die besten, strahlungs- und temperaturbeständigsten Interferenzen (Abb. 4. Vergleiche auch Abb. 10 und 11, Hydrobiotit) und unterscheidet sich dadurch nicht nur vom Kaolinit, sondern auch von den übrigen Tonmineralen deutlich. In gleicher Weise kann gut ausgebildeter Serizit von schönbegrenztem Kaolinit getrennt werden.

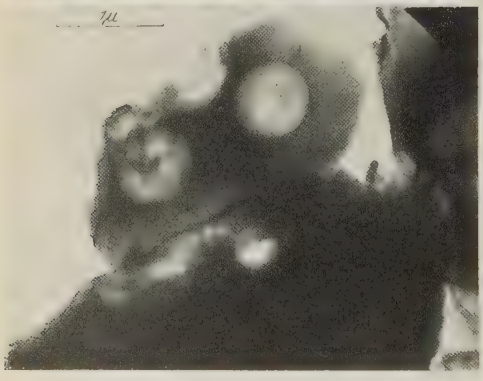
Das nächste Mineral, der Montmorillonit, erhält durch diese Methode insofern eine Kennzeichnung, als an ihm nur ganz selten derartige Streifen auftreten, die außerdem schwach und verschwommen sind und bisher nur im Hellfeld beobachtet werden konnten (Abb. 13). Sie sind ebenso wie die Sammelbeugung bis über 600° C beständig, wie überhaupt diese Interferenzen für jedes Mineral so beständig sind wie seine Sammelbeugung auch. Es kann daher für die Interferenzen im Bild etwa die gleiche Temperaturskala wie auf Seite 356 aufgestellt werden.











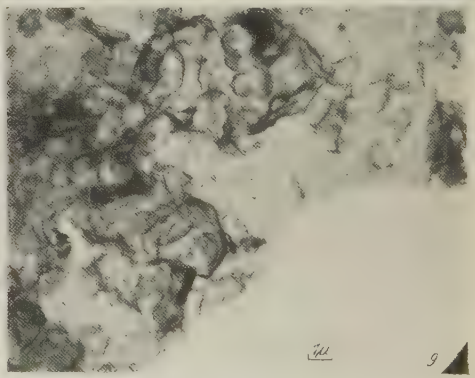


Abb. 4. Illit. Blättchen verschiedener Dicke bzw. auch Blattpakete ohne kristallographische Begrenzung. Das Teilchen in der Mitte zeigt charakteristische Interferenzen (Bagni di Casciana).

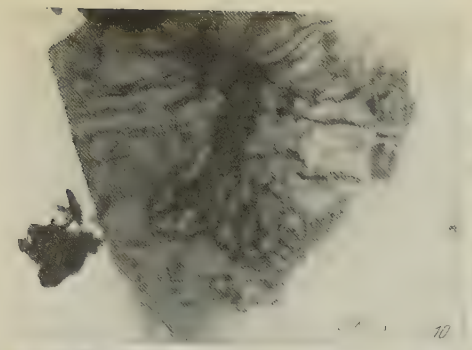
Abb. 5. Kaolinit. Im abgebildeten Falle ist der Kaolinit durch die Form verhältnismäßig leicht von fast allen übrigen Tonmineralen zu unterscheiden. Gegenüber Nakrit und Dickit, die der Form nach dem Kaolinit sehr ähnlich sind, gibt die Dunkelfeldmethode eine exakte Unterscheidungsmöglichkeit: die Bildinterferenzen des Nakrit und Dickit sind wesentlich temperaturbeständiger als die des Kaolinits. (Bagni di Casciana).

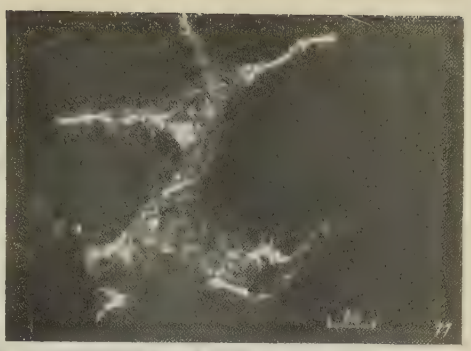
Abb. 6. Fireclay-Mineral. Im Vergleich zu Kaolinit tritt die Sechsseitigkeit stark zurück. Mehr oder minder starke Abrundungen und eine wolkige Beschaffenheit sind deutlich zu erkennen. (Klingenberg, Deutschland).

Abb. 7. Halloysit. Seine charakteristische röhrenförmige Gestalt ist meist trotz Erhitzung während der Bestrahlung zum Großteil erhalten geblieben. Nur wenige Individuen sind ganz oder an den Enden aufgeplatzt. (Schwanberg, Steiermark).

Abb. 8. Glasteilchen aus dem Tuff von Schönegg bei Stainz. Die kreisrunden Löcher sind ehemalige Gasblasen.

Abb. 9. Kohlehülle der gleichen Probe (Schönegg bei Stainz). Die Glasteilchen sind mit verdünnter Flußsäure herausgelöst worden. So große Teilchen wie das am oberen Rande der Aufnahme lassen nur nach dieser Präparation Einzelheiten erkennen.





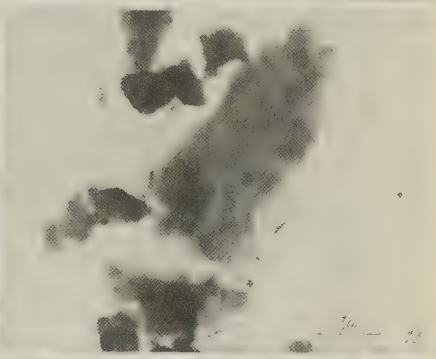


Abb. 10. Hellfeldbild eines gering verwitterten Biotits (Hydrobiotit). Die schwarzen Streifen im Blättchen sind die im Text besprochenen Braggschen Interferenzen.

Abb. 11. Dunkelfeldbild des Hydrobiotits der Abb. 10. Beachtenswert ist besonders die feine Aufspaltung der Streifen. Sie stehen im Gegensatz zu jenen der folgenden Aufnahme (unverwitterter Muskowit).

Abb. 12. Dunkelfeldaufnahme eines Muskowitblättchens. Für den Muskowit und seinen unverwitterten Zustand sind die homogen leuchtenden Streifen von hoher Temperaturbeständigkeit charakteristisch.

Abb. 13. Hellfeldaufnahme eines Montmorillonites (großes Teilchen). In der Mitte des Individuums (gegen den linken Rand) sind feine dunkle Streifen zu sehen, die wie seine Sammelbeugung nach Erhitzung auf über 600° C zum Verlöschen gebracht werden können.

Abb. 14. Dunkelfeldaufnahme von Kaolinit. Die Beugungseffekte sind zwar noch deutlich zu sehen, haben aber zufolge der Erhitzung ihre Streifenform zum Teil bereits verloren.

Abb. 15. Verwitterter Biotit von der Stampf (Packalpe, Steiermark). Die für frischen Biotit kennzeichnenden homogenen Leuchtstreifen (ähnlich wie in Abb. 12) erscheinen an den oben wiedergegebenen Teilchen in Punkte aufgelöst. Durch die Verwitterung wurde die kristalline Ordnung bis auf kleine Restbezirke (leuchtende Punkte) zerstört.

Von den Mineralien der Kaolinitgruppe lassen sich die Halloysite mit den früher hervorgehobenen geringen Einschränkungen schon durch die Form sehr gut abtrennen. Die Halloysite sind weiterhin durch das Fehlen von Interferenzen sowohl im Hell- wie im Dunkelfeld gekennzeichnet. Daran trägt zweifellos ihre Einrollung zur Röhrenform schuld.

Fireclay-Mineral und Kaolinit verhalten sich, wie bereits erwähnt, bis auf ihre Beschaffenheit sehr ähnlich. Im Dunkelschliff unterscheiden sie sich jedoch in mehrfacher Hinsicht: So sind die Interferenzen des Fireclay-Minerals im Bilde durch Kleinheit und Unschärfe und durch wesentlich höhere Temperaturbeständigkeit als die des Kaolinits gekennzeichnet. Die Trennung ist daher auf diesem Wege besonders leicht gemacht.

Der Kaolinit zeigt deutliche Interferenzen, die wie sein sonstiges Temperaturverhalten sehr empfindlich sind und zwischen 400° und 500° C allmählich zerstört werden. An dieser Eigenschaft ist er in Gemischen selbst bei uncharakteristischer Begrenzung leicht zu erkennen (Abb. 14).

Die an Hand der Beispiele dargestellte Trennbarkeit der wichtigsten Tonminerale bestätigt die Erfüllung der früher gestellten Forderung an die Methode. Sie ist danach genügend empfindlich, um Gitterunterschiede anzuzeigen. Eine weitere Überprüfung ihrer Verwendbarkeit wurde an Biotiten verschiedenen Verwitterungszustandes vorgenommen. Davon zeigten, wie nach den bisherigen Erfahrungen zu erwarten war, die frischen Biotite Interferenzen im Hell- und Dunkelfeldbild von besonderer Qualität, wie etwa die des Muskowits der Abb. 12. Die fortschreitende Verwitterung brachte eine deutliche Abnahme der Qualität der Streifen, die schließlich bei einem Material, das sich röntgenamorph verhielt, im Dunkelfeld in einzelne leuchtende Punkte aufgelöst erschienen (Abb. 15) (Lit. 23). Dieses letzte Stadium einer kristallinen Ordnung kann an Hand der Abb. 15 in der Weise gedeutet werden, daß die leuchtenden Punkte Reste von Ordnungsbereichen sind, die von vollständiger Unordnung umgeben sind. Die Methode beweist durch diese Aussage ihre besondere Empfindlichkeit und erscheint geeignet, auch Abbaustadien, die in der Sedimentpetrographie häufig eine Rolle spielen, zu charakterisieren.

Abschließend ergibt sich aus diesem Test noch eine Aussage über die geschilderte Methode selbst. Sie ist ein Effekt, der unter den Begriff Elektronenschlierenoptik fällt und innerhalb der Weite dieses Begriffes (Lit. 21) besonders durch die letzte Prüfung, eine Einengung zur gitterabhängigen, den *Bragg*schen Bedingungen gehorchenden Beugungserscheinung erfährt.

Es ist mir eine angenehme Pflicht Herrn Prof. Dr. *A. Hauser* für die stete Förderung und das große Verständnis, das er meinen laufenden Untersuchungen entgegenbrachte, zu danken. Weiters bin ich Herrn Dr. Ing. *F. Grasenick* zu Dank verpflichtet, da er mir ein sorgsamer Berater und Wegbereiter war.

Literatur.

1. *Eitel, W.,* Die Bedeutung der Elektronenmikroskopie für die mineralogische Forschung. Fortschr. d. Min. etc. 23/II, CXV (1939). — 2. *Eitel, W.,* Das Elektronenmikroskop und seine Anwendung auf keramische Probleme. Ber. d. D. K. G. *24* (1943), 37. — 3. *Eitel, W., H. O. Müller* und *O. E. Radczewski,* Übermikroskopische Untersuchungen an Tonmineralien. Ber. d. D. K. G. *20* (1939), 165. — 4. *O'Daniel* und *O. E. Radczewski,* Elektronenmikroskopie und Elektronenbeugung hochdisperser Mineralien an demselben Präparat. Die Naturwissenschaften *28* (1940), 628. — 5. *Radczewski, O. E.,* Über die Bestimmung von Mineralien mittels Beugung im Elektronenmikroskop. Optik *10* (1953), 163. — 6. *Trendelenburg, F.,* Zur Struktur der Kohlenstoffe. Z. f. Techn. Physik *14* (1933), 489. — 7. *Trendelenburg, F.,* und *O. Wieland,* Elektronenbeugungsuntersuchungen an Aluminumsilikaten und anderen Stoffen vom Schichtgittertyp. Wiss. Veröff. aus dem Siemens-Konzern, 13. 3. 31 (1934). — 8. *Trendelenburg, F.,* und *O. Wieland,* Methodisches zur Untersuchung von Kristallpulvern mittels Elektronenbeugung. Wiss. Veröff. aus dem Siemenskonzern 13, 1, 41 (1934). — 9. *Grunner, J. W.,* Kristallstruktures of Talc and Pyrophyllite. Z. f. Krist. *88* (1934), 412. — 10. *Bijvoet, J. M., N. H. Kolkmeijer* und *C. H. MacGillavry,* Röntgenanalyse von Kristallen. Springer-Verlag, Berlin, 1940. — 11. *Kedesdy, H.,* Elektronenmikroskopische Untersuchungen über den Brennvorgang von Talk und Speckstein. Ber. d. D. K. G. *24* (1943), 210. — 12. *Finch, G. I.,* und *H. Wilman,* The study of surface struktur by Elektron Diffraction. Erg. d. exakt. Naturw. *16* (1937), 353. — 13. *König, H.,* Gitterkonstantenbestimmung im Elektronenmikroskop. Die Naturwissenschaften *33* (1946), 343. — 14. *Neuwirth, E.,* Licht- und elektronenoptische Untersuchung des Bentonits von Deuchendorf, Berg- und Hüttenmänn. Mh. *99* (1954), 235. — 15. *Neuwirth, E.,* Zur oberflächennahen Umwandlung von Feldspat. Carinthia II, Mitt. d. Naturw. Vereins f. Kärnten *64* (1954), 32. — 16. *Birrell, K. S., Fieldes* und *K. I. Williamson,* Unusual forms of Halloysite. The Am. Mineralogist *40* (1955), 120. — 17. *Thiessen, P. A.,* Kennzeichnung submikroskopischer Grenzflächenbereiche verschiedenartiger Wirksamkeit. Z. anorg. Chem. *253* (1947), 161. — 18. *König, H.,* Präparative Methoden der Elektronenmikroskopie und ihre Ergebnisse. Erg. d. exakt. Naturw. *27* (1953), 188. — 19. *Borries, B. v.,* Die Übermikroskopie. Verlag Editio Cantor Aulendorf, Württ. — 20. *Kossel, W.,* und *G. Möllenstedt,* Elektroneninterferenzen im konvergenten Bündel. Ann. Physik (5), 36 (1939), 113. — 21. *König, H.,* Schlierenoptik im Elektronenmikroskop. Die Naturwissenschaften *37* (1950), 486. — 22. *Rang, O.,* Formbestimmung dünner Einkristall-Lamellen mit Hilfe der durch Kristallgitter-Reflexe hervorgerufenen Scheinstrukturen. Optik *10* (1953), 90. — 23. *Neuwirth, E.,* Zur Feldspat- und Biotitverwitterung im Koralmgebiet (Steiermark). Berg- und Hüttenmänn. Mh. *99* (1954), 166. — 24. *Robertson, R. H. S., G. W. Brindley* und *R. C. Mackenzie,* Mineralogy of kaolinclays from Pugu Tanganika. The Am. Min. *39* (1954), 118. — 25. *Engelhardt, W. v.,* und *H. Goldschmidt,* Ein Tonmineral der Kaolinit-Halloysitgruppe von Provins (Frankreich). Heidelberger Beitr. zur Min. etc. *4* (1954), 325.

Zeittafel.

Skizze der Entwicklung der geometrischen Kristallographie und der Strukturtheorie.

Von

W. F. de Jong, Delft, und **Erika Stradner,** Wien.

(Eingelangt am 15. Mai 1955.)

Bei der Zusammenstellung der Zeittafel wurden hauptsächlich die unter 1825, 1864 (K), 1873 und 1926 (G) genannten geschichtlichen Werke und Biographien mitbenutzt [1] und so viel als möglich die ursprüngliche Literatur [2] zu Rate gezogen.

In einigen Fällen wurde auch außerhalb des oben begrenzten Gebietes eine Notiz aufgenommen.

Kursivdruck gibt Ursprünglichkeit an.

Bis 1784.

Die Kristallographie ist fast ausschließlich beschreibend und ein Teilgebiet der Mineralogie. Die Konstanz der Winkel wird entdeckt und bestätigt.

1556 Bauer, Georg (lat. Agricola), 1494—1555; Stadtarzt, Chemnitz. De re metallica (1550 vollendet, erst nach seinem Tode bei Froben in Basel erschienen; deutsche Ausgabe von Bechius 1557 auch in Basel). Herstellung und Beschreibung der Kristalle von Alaun, Kochsalz und Vitriol.
Biogr. G 248, Portr. in De re metallica, Ausgabe Agricola-Gesellschaft, 1928.

1565 Gessner, Konrad, 1516 –1565; Professor, Zürich. De rerum fossilium. Basaltsäule auch ein Kristall, *Holzschnitte* von Bergkristall.
Biogr. Große Schweizer Forscher (1939) 50, mit Portr.

[1] Angaben über Biographien in *M. Arnim,* Internationale Personalbibliographie (1944).

[2] Viele Literaturangaben in: Encyclopaedie der math. Wiss. V. *1* (1903—21), 392; Handbuch der Experimentalphysik VII, *1* (1928), 21, 46, 105, 176; *C. M. Viola,* Grundzüge der Kristallographie (1904).

1568 Jamitzer, Wentzel, 1508–1586; Goldschmied, Nürnberg. Perspectiva corporum regularium. *Abstumpfungen* von zwei Flächen. *Baut Oktaeder* aus parallelen Oktaederchen auf, dazwischen Tetraederräume freibleibend.
Biogr. Pogg.[1] (1863) 1190.

1619 Keppler, Johannes, 1571—1630; Professor, Linz. Harmonices mundi. Gebraucht die Bezeichnung *Zone*. Baut Würfel aus *Kügelchen* und kommt durch Abstumpfung der Ecken zu Oktaederflächen.
Biogr. und Portr. Brockhaus VI, 340.

1669 Stensen, Nils (lat. Steno), 1638—1687; Florenz. De solido intra solidum naturaliter contento ... Beim wachsenden Kristall bleiben *die Winkel konstant*.
Biogr. G 241.

Berthelsen, Erasmus (lat. Bartholinus), 1625—1698; Professor, Kopenhagen. Experimenta crystalli Islandici ... Entdeckt *Doppelbrechung*. Beschreibt *Lötrohr*.
Biogr. G 242.

1685 Leeuwenhoek, Anthonie van, 1632—1723; Delft. Beobachtet Entstehung von Kristallen unter dem *Mikroskop*.
Biogr. Chem. Weekbl. *46* (1950) 441, mit Portr.

1688 Guglielmini, Domenico, 1655–1710; Professor, Bologna. Riflessioni filosofiche ... [Übers. in Fortschr d. Min. *8* (1923) 199]. Baut z. B. Oktaeder aus kleinen Oktaederchen auf (vgl. 1568) und macht *Berechnungen*. Unterscheidet *vier Grundformen:* Würfel (Salz), Oktaeder (Alaun), dreiseit. Prisma (Salpeter) und Hexaid[2] (Vitriol). Entdeckt *Konstanz der Spaltwinkel*.
Biogr. Chem. Weekbl. *46* (1950) 578.

1690 Huygens, Christiaan, 1629—1695; Den Haag. Traité de la lumière ... (Ostwald's Klass. *20*). Optische Wellenfläche ist ein *Ellipsoid; Hauptschnitt*. Baut Calcitrhomboeder aus kleinen *Ellipsoiden* mit Achsenverhältnis $1 : \sqrt{8}$ auf.
Biogr. C. H., zijn geboortedag herdacht (1929), mit Portr.

1723 Kappeler, Moritz A., 1685—1769; Arzt, Luzern. Prodomus crystallographiae ... (Neuausgabe, Mieleitner, 1922). Gebraucht Ausdruck *Kristallographie* für Beschreibung von Bergkristall. Trachtet nach *naturgetreuen Zeichnungen*.
Biogr. Große Schweizer Forscher (1939) 101, mit Portr.

1735 Linné, Karl v. (lat. Linnaeus), 1707—1778; Professor, Upsala.

---

[1] G. C. Poggendorff: Biographisch-literarisches Handwörterbuch.

[2] = Willkürliches Parallelepiped.

Mineraliensystem mit *zweiteiligen* Namen. Verfertigt hölzerne Kristallmodelle.
Biogr. K 29, Portr. Brockhaus XI (1932) 455.

1762 Huck, Franz U. T. (lat. Aepinus), 1724—1802; Professor, Leningrad. Entdeckt *Pyroelektrizität* bei Turmalin. Mem. d. Berliner Akad. *12* (1768) 105.
Biogr. K 96.

1767 Westfeld, Christian F. G. H., 1746—1823; Wehnde. Mineralogische Abhandlungen. Spricht aus: jeder Calcitkristall ist aufgebaut aus *kleinen Rhomboedern.*

1772 Romé Delisle, Jean B. de,1736—1790; Paris. Essai de Cristallographie. Vollständige Angabe der *Literatur.* Gebraucht Ausdruck *Kristallographie für Kenntnis aller Kristalle.* Mißt nur Winkel zwischen *Kanten.* Erste *Mineraliensammlung,* verfertigt *Tonmodelle.* Prägt Ausdruck *macle* (Zwilling).
Biogr. Université de Paris, Conférence de 10 janvier 1953, mit Portr.

1773 Gahn, Johann G., 1745—1818; Bergmeister, Stockholm. Zeigt wie ein *Calcitskalenoeder aus kleinen Rhomboedern* aufgebaut werden kann.
Biogr. G 243.

Bergman, Torbern O., 1735—1784; Professor, Upsala. Behauptet, daß man sich alle Kristalle aus *primitiven Formen,* d. h. Spaltkörperchen, aufgebaut denken kann. Entdeckt *Kristallisationswärme.*
Nova acta Reg. Soc. Sc. Ups. I
Biogr. Lychnos (1952) 21, mit Portr.

1774 Werner, Abraham G., 1750—1817; Professor, Freiberg. Von den äußerlichen Kennzeichen der Fossilien. Basaltsäulen sind noch die größten Kristalle, ein Pyrit-pentagondodekaeder sei ein regelmäßiger Zwölfflächner.
Biogr. G 248.

1780 Bergman; Opuscula. Zeigt wie durch *Dekreszenz* sekundäre Formen entstehen können.

Carangeot. Konstruiert *Anlegegoniometer.*

1783 Romé Delisle; Essai de cristallographie, 2. Aufl., 4 Bände. Enthält alles Bekannte über Mineralien usw. Viele Messungen mit Anlegegoniometer. *Einspringende Winkel* deuten auf Zwilling. *Pseudomorphe* Kristalle. Sechs primitive Formen: Tetraeder, Würfel, Oktaeder, Rhomboeder, rhombische und hexagonale Bipyramide. Strenge Formulierung der Winkelkonstanz (I, 93).

1784—1848.

Die geometrische Kristallographie wird Wissenschaft. Hauptgesetz wird entdeckt und endgültig formuliert, Kristallsysteme werden aufgestellt, die Rolle der Symmetrie erkannt. Analytische Geometrie. Sphärische Trigonometrie. Doppelverhältnisse werden verwendet. Projektionsmethoden werden ausgearbeitet. Entwicklung der Kristalloptik.

1784 Haüy, René Just, 1743—1822; Abt, Professor, Paris. Essai d'une théorie sur la structure des cristaux ... Beginn der *wissenschaftlichen Kristallographie, Kristallberechnung.* Jedem Kristall liegt eine primitive Form (Spaltkörper) zugrunde. Diese Form hat Ausmaße (Achsen), die im Verhältnis ganzer Zahlen oder deren Wurzeln stehen. Sekundäre Formen entstehen durch Dekreszenz, daher können nur *bestimmte Flächen* auftreten; regelmäßiger Zwölfflächner ist unmöglich (vgl. 1774). Gleichwertige Linien in primären und sekundären Formen sind *zueinander meßbar* (erste Formulierung des Hauptsatzes). *Molécules constituantes, intégrantes* und *soustractives.*
Biogr. Amer. Miner. *3* (1918) 49 mit vielen Portr.

1801 Haüy; Traité de minéralogie, 4. Band, mit Atlas; in Band I Übersicht über die Theorie (übersetzt von Karsten und Weiss, 1864). *Konstruierte Kristallbilder.*

1803 Hausmann, Johann F. L., 1782—1859; Professor, Göttingen. Krystallographische Beiträge. Wendet *sphärische Trigonometrie* an.
Biogr. K 215.

1804 Weiss, Christian S., 1780—1856; Professor, Berlin.
Biogr. G 243, mit
Karsten, Carl J. B., 1782—1853; Oberbergrat, Berlin.
Biogr. K 202.
Übersetzung von Haüy 1801. Weiss fügt ein eigenes Hauptstück dazu, worin unter anderem über *Achsen* gesprochen wird, das sind ausgesprochene Wachstumsrichtungen. Diese Richtungen werden durch Zonen gekennzeichnet. *Zonengesetz* (zweite Formulierung des Hauptsatzes: Sekundärflächen können abgeleitet werden als Abstumpfungen der Kanten der primitiven Form usw.).

1807 Bernhardi, Johann J., 1774—1850; Professor, Erfurt. Leitet ab, daß es nur 6 prinzipiell verschiedene primitive Formen gibt (diese stimmen überein mit den holoedrischen Einheitsformen *unserer 6 Systeme*): Oktaeder, Rhomboeder,

vierseitige Bipyramide mit quadratischem, mit rechteckigem Durchschnitt, mit monoklinem und mit triklinem Habitus. Bemerkt, daß ein Pentagondodekaeder dann aus einem Trishexaeder entsteht, wenn die Gesetze nur zur Hälfte wirken. (Prinzip der *Hemiedrie).*

Bezeichnet eine Fläche mit *Indices* bezogen auf die Kanten selbst und nicht auf die nach O versetzt gedachten Kanten. Gehlens Journ. *3,* 80; *4,* 230 und *5,* 187 (1807—08).

Biogr. K 196.

Leonhard, Karl C., 1779—1862; Professor, Heidelberg. Gründung Neues Jahrbuch (bis 1863 u. a. Taschenbuch genannt).

1808 Malus, Etienne L., 1775—1812; Militär, Paris. Théorie de la double réfraction ... (1810). Entdeckt die *Polarisation* der gebrochenen Strahlen. Bull. Soc. philomat. I, *16* (1809).

Biogr. K 242.

Bernhardi. Denkt sich alle Flächen und Kanten *nach* O *versetzt,* gibt Flächenrichtung durch *Senkrechte* an. Auffallend ist, daß Symmetrie nicht beachtet wird.

Gehlens Journ. *8* (1809) 360.

1809 Wollaston, William H., 1766—1828; Sekr. Royal Soc. London. Konstruiert *Reflexgoniometer* mit einem vertikalen Kreis (ohne Fernrohr mit Kollimator). Phil. Trans. 1809, 253.

Biogr. K 191; Portr. in Woodward, Cryst. for Beginners (1896).

Weiss. De indagando ... (Diss.) Definiert Achsen: Linien, um die sich die Flächen regelmäßig ordnen; die Wachstumskräfte entlang den Achsen äußern sich in den Lagen der Sekundärflächen bezüglich der Achsen, aus diesen Lagen folgen die *Elemente* des Kristalls, die sich immer einfach (wie Wurzeln ganzer Zahlen) verhalten.

1810 Malus. Verwendet ein *Fernrohr* beim Reflexgoniometer.

1812 Mohs, Friedrich, 1773—1839; Professor, Wien. Des Herrn Von der Nülls Mineralienkabinett ... Stellt *Härteskala* zusammen.

Biogr. Österr. Naturforscher u. Techniker, Österr. Ak. d. Wiss. (1950) 63, mit Portr.

Biot, Jean B., 1774—1862; Professor, Paris. Unterscheidet *ein- und zweiachsige* Kristalle.

Biogr. K 249; Portr. Larousse (1928) 712.

1813 Wollaston. Denkt sich die Kristalle statt aus eckigen molécules intégrantes aus *Kügelchen* aufgebaut. Phil. Transact. 51.

1814 Adelman. Gebraucht *Kollimator* bei Reflexgoniometer.

1815 Haüy. Mém. sur une loie de la cristallisation appelée loie de symmétrie. Erwähnt die Bedeutung der Symmetrie, bringt die Idee von *Form*. Mém. du Musée d'Hist. nat. I, 81.

Malus. Baut in das Goniometerfernrohr *Fadenkreuz* ein.

Weiss. Hauptarbeit: Übersichtliche Darstellung der verschiedenen natürlichen Abteilungen der Kristallisationssysteme. Kommt zu folgenden *Kristallsystemen:*

1. gleichgliedrig	(heute kubisch)	rechtwinkeliges Achsenkreuz
2. viergliedrig	(heute tetragonal)	
3. zwei- u. zweigliedrig	(heute rhombisch)	
3 a. zwei- u. eingliedrig	(heute monoklin)	
3 b. ein- u. eingliedrig	(heute triklin)	
4. sechsgliedrig	(heute hexagonal)	hexagonales Achsenkreuz
4 a. drei- u. dreigliedrig	(heute trigonal)	

3 a, 3 b und 4 a werden als Meroedrien aufgefaßt. Später (1818) noch Unterscheidung 3 c. Ein- und zweigl. Ausarbeitung der Hemiedrien. Stellt die Hauptachse, immer *c genannt, vertikal,* die anderen Achsen des *rechten Achsenkreuzes* heißen *a* und *b*. Die Achsenlängen verhalten sich wie ganze Zahlen oder deren Wurzeln nach Haüy, z. B.

$$\text{Quarz } a : c = \sqrt{\frac{24}{29}} = \sqrt{\frac{2 \;\; 3.4}{2^2 + 3^2 + 4^2}}$$

Denkschr. k. Ak. d. Wiss. Berlin (1814—15) 289.

Brewster, David, 1781—1868; Professor, Edinburgh. Die geometrische Symmetrie findet man in den *physikalischen* Eigenschaften wieder.

Biogr. K 245.

1816 Daniell, John F., 1790—1845; Professor, London. Stellt *Ätzfiguren* auf Kristallflächen her.

Biogr. K 240.

1817 Weiss. Flächenbezeichnung durch *Parameterverhältnisse,* z. B. a : ∞ b : 2 c [heute (201)]. Führt bei hexagonal das *vierzählige Symbol* ein (vgl. 1851 und 1876). Abh. Berliner Ak. (1816—1817) 321.

1819 Lamé, Gabriel, 1795—1870; Professor, Paris. Nimmt bei Rhomboeder wie Miller (1839) 3 Achsen. Ann. d. Mines *4* (1819) 78.

Biogr. Pogg. *3* (1898) 768.

Mitscherlich, Eilhard, 1794—1863; Professor, Berlin. Entdeckt *Isomorphie*. Abh. Berl. Ak. (1820) 427.
Biogr. G 247.

1820 Weiss. Vollständige Formulierung des Zonengesetzes. Abh. d. k. Ak. d. Wiss. Berlin (1822) 145.

1821 Kupffer, Adolph T., 1799—1865; Professor, Leningrad. De calculo crystallonomico. Durchlaufende Verwendung der sphärischen Trigonometrie (vgl. 1803).
Biogr. K 211.

1822 Mohs. Grundriss der Mineralogie. Nimmt auch *schiefwinkelige* Achsenkreuze an, aber die Achsen müssen nicht parallel zu möglichen Kanten sein. Kennzeichnet ganze Form mit Formsymbol (vgl. 1826 Naumann). *Achsonometrische* Kristallabbildungen von Haidinger (vgl. 1825).
Haüy. Traité de cristallographie. *Zwillingsebene* ist eine mögliche Kristallfläche. Erklärung der Konstruktion der Kristallbilder in Traité de Minéralogie (siehe 1801).

1823 Neumann, Franz, E., 1798—1895; Professor, Königsberg. Beiträge zur Kristallonomie. (Neuausgabe von C. Neumann, 1916). Nimmt *Kanten als Kristallachsen*. Beweist, daß der Hauptsatz nach Haüy und Zonengesetz nach Weiss *zwei Formulierungen* desselben Gesetzes sind. Die Achsenlängen sind im allgemeinen *irrational*. Gibt die Grundlage für *stereographische*, *gnomonische*, *zyklographische* und *Linearprojektions*methode. *Trennung* des monoklinen und triklinen Systems vom rhombischen.
Biogr. G 244, Portr. Brockhaus *XIII* (1932) 311.
[P. Volkmann: Franz Neumann (1896)].
Kupffer. Beantwortung der Preisfrage über genaue Winkelmessung. Anwendung der Methode der *kleinsten Quadrate*.
Breithaupt, Johann J. A., 1791—1873; Professor, Freiberg. Vollständige Charakteristik des Mineralsystems. Gibt die Namen *hexagonal* und *hemimorph*. Progressionstheorie: alle Achsenlängen werden in Teilern von 720 ausgedrückt, d. i. $2 \times 3 \times 4 \times 5 \times 6$; z. B. Kassiterit $c/a = 343/720 = \frac{1}{2}\left(\frac{1}{40} - \frac{1}{720}\right)$.
Biogr. G 251.

1824 Mitscherlich. Achsenverhältnisse *ändern sich kontinuierlich* mit der Temperatur. Ann. Ph. u. Ch. *1*, 125.
Naumann, Karl F., 1797—1873; Professor, Freiberg. Nimmt auch Kanten als Kristallachsen, nennt *Achsenwinkel* α, β, γ.

Oken's Isis 954.
Biogr. G 244.

Seeber, Ludwig A., 1793—1855; Professor, Freiburg i. Br. Nimmt Aufbau aus Kügelchen an (vgl. 1813), die *parallelepipedisch* angeordnet sind (heute Gitter). Gilberts Ann. d. Ph. *76*, 229.
Biogr. Pogg. (1863) 891.

1825 Whewell, William, 1794—1866; Professor, London. Indices, *Flächensymbole z. B. (201)* usw. (vgl. 1807). Drückt *cos eines Winkels* zwischen zwei Flächen in Kristallelementen und Indices aus. Phil. Transact. 87.
Biogr. Dict. Nat. Biogr. *20* (1909) 1365.

Marx, Carl M., 1794—1864; Professor, Braunschweig. *Geschichte* der Kristallkunde.
Biogr. K 250.

Haidinger, Wilhelm, 1795—1871; Geologe, Wien. Erklärung der achsonometrischen Abbildungsweise in Mohs' Grundriß (vgl. 1822). Pogg. Ann. *5*, 507.
Biogr. G 250.

1826 Neumann. De lege zonarum ... (Neuausgabe C. Neumann, 1916). Ableitung der sekundären aus den primitiven Formen mittels des Zonengesetzes.

Naumann. Grundriß der Kristallographie. Systematik von Weiss (und Neumann), aber mit *diklinometrischem* System (ein rechter und zwei schiefe Achsenwinkel, von Mitscherlich bei $CaS_2O_3 . 6$ aq angenommen). Deutet Form mit einem Symbol an (vgl. Mohs, 1822) z. B. $\infty P \infty$ (heute $\{010\}$).

1. Tesseralsystem
2. Tetragonalsystem
3. Rhombisches System
4. Klinometrisches System
5. Diklinometrisches System
6. Triklinometrisches System
7. Hexagonalsystem.

Kupffer. Rationalität von Indices gilt in bezug auf jede Dreizahl von nicht komplanaren Kanten. Pogg. Ann. *8*, 61, 215.

1827 Möbius, August F., 1790—1868; Professor, Leipzig. Der *barycentrische* Calcül. Hauptsächlich projektive Geometrie. *Experimentelle* Auffindung der Lage der Flächen $\{hkl\}$.
Biogr. Baltzer: Gesammelte Werke, mit Portr.

1828 Nicol, William, 1768—1951; Lehrer, Edinburgh. Konstruierte *Nicol.*
Biogr. K 249.
Gauss, Karl F., 1777—1855; Professor, Göttingen. Berechnet Symbol einer vierten Fläche in einer Zone mittels rationalen *Doppelverhältnissen.* Werke II, 308.
Biogr. Brockhaus IV (1954) 414, mit Portr,

1829 Grassmann, Justus G., 1779—1852; Professor, Stettin. Zur physikalischen Krystallonomie und geometrischen Kombinationslehre. Nimmt Senkrechte auf Flächen als Achsen (*indirektes* Achsenkreuz). Verwendet Indices (vgl. 1808 und 1825).
Biogr. G 107.
Frankenheim, Moritz L., 1801—1869; Professor, Breslau. De crystallorum cohaesione. Verwendet Indices (vgl. 1808, 1825 und 1829).
Biogr. G 247.

1830 Hessel, Johann F. C., 1796—1872; Professor, Marburg. (Ostw. Kl. *88* und *89.)* Begriff *Symmetrieachse.* Kristallographisch nur *2-, 3-, 4-, 6zählige* Achsen und *32 Symmetrieklassen* möglich. Resultat bleibt praktisch unbeachtet bis 1891 (vgl. Sohncke 1891).
Biogr. Neues Jahrb. f. Min. *II* (1896) 107.
Neumann. Verwendet kleinste Quadrate (vgl. 1823). Abh. k. Ak. Berlin (1830) 189.
Naumann. Lehrbuch der reinen und angewandten Kristallographie. Wichtiges Unterrichtsbuch. Stellt hexagonales System gleich *hinter* tetragonales. Wendet viel *analytische Geometrie* an. Führt viele noch gebräuchliche Namen, besonders Formennamen, ein.

1831 Seeber. *Bestimmte positive ternäre quadratische Formen:* d. i. algebraische Formulierung eines Gitters.

1832 Mohs. Leichtfaßliche Anfangsgründe ... Zeigt *kubische Tetartoedrie* an und bringt den Namen *tetraedrisches Pentagondodekaeder.*

1835 Frankenheim. Die Lehre der Kohäsion. Ableitung von *Raumgittern* (15 Stück). Die *Makrosymmetrie* der Raumgitter ist die der holoedrischen Klassen.

1837 Dana, James D., 1813—1895; Professor, Yale College, Conn. A System of Mineralogy (6. Aufl. 1914). Einteilung nach Mohs 1822.
Biogr. Min. Mag. *11* (1897), 89; Portr. Earth Sc. History, Geol. Soc. Am. (1932).

Lévy, Armand, 1794—1841; Professor, Paris. Description d'une collection de minéraux ... Mit ausgezeichneten Abbildungen. Die Formensymbole, ähnlich denen von Haüy, sind in Frankreich lange gebraucht worden, z. B. ditetragonales Prisma:

$$h\,\frac{h+k}{h-k} = h\,\frac{n+1}{n-1}$$

Biogr. G 252.

1839 Miller, William H., 1801—1880; Professor, Cambridge. A Treatise on Crystallography. Einführung der Symbole *(hkl)*, $\{\ hkl\ \}$ und *[uvw]*. Verwendet die Doppelverhältnisse von Gauss (vgl. 1828). Nennt als Winkel zwischen den Flächen den Winkel der *Senkrechten*. Fördert sehr den Gebrauch von Indices (vgl. 1829). Verwendet im hexagonalen System drei Achsen (vgl. 1819).
Biogr. Neues Jahrb. 1881, I. Portr. Univ. Cambridge.

1840 Quenstedt, Friedrich A., 1809—1889; Professor, Tübingen. Methoden der Kryst.: ... daß es leichter ist, einen Jüngling von 12 Jahren g r ü n d l i c h Kristallographie zu lehren, als einen Erwachsenen, dessen Anschauungstalente in der Jugend erstickt sind ...
Biogr. K 230.

1841 Griffin, John J., 1802—1877; London. A System of Cryst. ... Bei der Beschreibung eines Kristalls muß der Beschreiber nach Süden gewendet sein.
Biogr. Dict. Nat. Biogr. *8* (1908) 670.

1844 Grassmann, Hermann G., 1809—1877; Lehrer, Stettin. Ausdehnungslehre. Weist auf *Dualismus* zwischen Flächen und Kanten. Definiert Indices als Verhältnis der *Oberflächen* von den in den Koordinatenflächen abgeschnittenen Dreiecken.
Biogr. Pogg. *1* (1863) 942.

1846 Naumann. Elemente der Mineralogie. Sein bekanntestes Buch. 13. Aufl. 1898.

1848—1912.

Entwicklung der Strukturtheorien; nahezu vollständige Ausarbeitung der Symmetrielehre.

1848 Bravais, Auguste, 1811—1863; Professor, Paris. Mém. sur les systèmes formés par des points distribués régulièrement sur un plan ou dans l'espace. (Ostw. Kl. *90*). Strenge Ableitung der *14 Raumgitter* (vgl. 1835): die Teilchen haben *gleiche Umgebungen,* worunter hier kongruent und p a r-

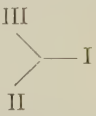
a l l e l orientiert verstanden wird. *Polare* (reziproke) *Gitter.* Biogr. G 247.

1849 Bravais. Mém. sur les polyèdres de forme symmétrique. (Ostw. Kl. *17*). Ableitung von 31 Klassen, später noch eine.

Möbius. Spricht von *geometrisch ableitbar.* Verh. Sächs. Ges. d. Wiss., Math. Cl., 45.

Kopp, Hermann, 1817—1892; Professor, Karlsruhe. Einleitung in die Krystallographie ... Ausgezeichnete Figuren in *schiefer Projektion.*

1851 Bravais. Ändert das hexagonale Achsenkreuz nach Weiss (vgl. 1817 und 1876). Journ. éc. polyt. Paris *20* (1851), 229.



1852 Brooke, Henry J., 1771—1857; Wollhändler, London, mit Miller. An elementary introduction to mineralogy (5. Aufl. des Phillips Buch 1816). Noch sehr gut brauchbar, viele kristallographische Angaben über Mineralien.

1854 Volger, Georg H. O., 1822—1897; Professor, Frankfurt. Die Krystallographie ... Schlägt Bezeichnungen vor wie: rechtsknöchelhöckertimplig-knöchlich-flachkippliger Krystall.
Biogr. Pogg. *2* (1863) 1228.

1855 Leydolt, Franz, 1810—1859; Professor, Wien. Bestimmt mit *Ätzfiguren die Symmetrie* (vgl. 1816). Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien *15,* 59.
Biogr. K 240.

Rammelsberg, Karl F., 1813—1899; Professor, Berlin. Handbuch der krystallographischen Chemie. (2. Aufl. 1881) (vgl. 1906).
Biogr. G 130.

1856 Naumann. Elemente der theoretischen Krystallographie. Verwendet die Namen *enantimorph* und *Hauptachse.* Weist darauf hin, daß z. B. in den Klassen des kubischen Systems die *Würfel physikalisch verschieden* sein können.

1857 Pfaff, A. B. J. Friedrich, 1825—1886; Professor, Erlangen. Mißt *Kantenwinkel* (vgl. 1772) *mit dem Mikroskop* und gründet hierauf Kristallberechnungen. Pogg. Ann. *102,* 457, 464. Die Idee stammt von Frankenheim, Ann. *37* (1836), 637.
Biogr. Pogg. *2* (1863) 430.

1858 Grailich, W. Joseph, 1829—1859; Privatdozent, Wien.
Biogr. K 259, mit

Lang, Viktor von, 1838—1921; Professor, Wien. Gesetz der *Erhaltung von Zonen und Klassen* bei Temperaturände-

rungen. Sitzber. d. Ak. Wiss. Wien *33*, 369.
Biogr. Min. Mag. *19* (1922) 250, mit Portr.

1859 Miller. Sind in einer linearen Projektion 4 Flächen mit ihren Symbolen bekannt, so kann man das Symbol einer projektierten 5. Fläche *ohne Kenntnis des Projektionsmittelpunktes* ableiten. Phil. Mag. Art. 17—23.

1861 Karsten, Hermann, 1809—1877; Professor, Rostock. Lehrbuch der Krystallographie. Sehr gute Übersicht, noch als Lehrbuch verwendbar.
Biogr. Neues Jahrb. f. Min. (1878) 111.

1863 Wiener, L. Christian, 1826—1896; Professor, Karlsruhe. Grundzüge der Weltordnung. Unter gleichen Umgebungen darf man auch kongruent und *gedreht* verstehen; dadurch sind mehr als 14 Punktanordnungen möglich (vgl. 1848, 1876 und 1890).
Biogr. Pogg. *2* (1863) 1322.

Websky, C. F. Martin, 1824—1886; Professor, Berlin, Gibt den Namen *Vizinalflächen*. Z. d. dtsch. geol. Ges. *15*, 677.
Biogr. G 253.

1864 Schrauf, Albrecht, 1837—1897; Professor, Wien. *Atlas* der Krystallformen des Mineralreiches (vgl. 1913).
Biogr. Pogg. *4* (1904) 1351.

Kobell, W. X. Franz von, 1803—1882; Professor, München. Geschichte der Mineralogie (und Kristallographie). Ausführliche Beschreibung.
Biogr. Pogg. *3* (1898), 731.

1866 Lang. Lehrbuch der Kristallographie. Verwendet *kreuzweise Multiplikation* zur Berechnung der Symbole. *Präzisiert* Begriff Syngonie.

1867 Gadolin, Axel, 1828—1894; Professor, Leningrad. Ableitung der 32 Klassen mittels stereographischer Projektion. Projiziert die *unteren Flächen innerhalb des Grundkreises* und bezeichnet sie mit Nüllchen. Für Symmetrieachsen verwendet er die jetzt noch gebräuchlichen *Zeichen*. Ostw. Kl. *75*.
Biogr. Pogg. *4* (1904) 473.

1868 Jordan, M. E. Camille, 1838 –1922; Professor, Paris. Arbeitet Wiener 1863 aus, aber nicht ganz korrekt. Kommt zu 174 Punktanordnungen.
Biogr. Pogg. *6* (1923)—1931) 1254.

1871 Rath, Gerhard vom, 1830—1888; Professor, Bonn. Beschreibt Chondrodit als „der flächenreichste Kristall der Welt". Ann. Ph. u. Ch., Erg.-Bd. *5*, 321.
Biogr. G 252.

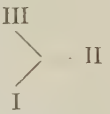
1873 Quenstedt. Grundriß der ... Krystallographie. Nebst einer historischen Einleitung. Arbeitet die Linearprojektionsmethode aus.

1874 Junghann, Gustav J., 1808; Lehrer, Luckau. Arbeitet Komplikation aus und unterscheidet die *Perioden*, früher 1830 von Hessel und 1839 von Grassmann erwähnt. Pogg. Ann. Ph. u. Ch. *152*, 68.

Miller. Konstruiert Reflexgoniometer mit *zwei Kreisen*. Proc. Cambr. Ph. Soc. *IV*, 236.

1876 Sohncke, Leonhard, 1842—1897; Professor, Karlsruhe. Die unbegrenzten regelmäßigen Punktsysteme. 1879 näher ausgearbeitet: Entwicklung einer Theorie der Krystallstruktur. Arbeitet fast korrekt Wiener 1863 und Jordan 1868 aus; er kommt zu *65 kristallographisch möglichen Punktanordnungen* (ursprünglich 66, später korrigiert 65).
Biogr. Pogg. *4* (1904) 1412.

Groth, Paul H., 1843—1927; Professor, München. Physikalische Kristallographie (4. Aufl. 1905). Ändert *hexagonales Achsenkreuz* (vgl. 1817 und 1851).



Biogr. Z. f. Kr. *100* (1939) 1, viele Portr.

1877 Gründung von The Mineralogical Magazine.

Dana, Edward S., 1849—1935; Professor, Yale Univ., Haven. A Textbook of Mineralogy.
Biogr. Amer. Miner. *21* (1936) 173, mit Portr.

Groth. Gründung der Zeitschrift für Krystallographie und Mineralogie.

1878 Gründung von Bulletin de la Soc. Française de Minéralogie.

1879 Mallard, Ernest, 1833—1874; Professor, Paris. Traité de cristallographie géométrique et physique. Ausbreitung der Theorie der Meroedrien.
Biogr. Pogg. *4*, 948.

Websky. Berechnung der Kristallelemente mittels *Zonen*, wenn 4 Flächen mit Symbolen und Lagen gegeben sind. Monatsber. Berl. Ak. 339.

Sohncke. Entwicklung einer Theorie der Krystallstruktur (vgl. 1876).

1880 Curie, P. Jacques, 1855, mit
Curie, Pierre, 1859—1906; Professor, Paris.
Biogr. Larousse (1929), mit Portr.
Entdecken *Piezoelektrizität*. C. R. *91*, 294, 383.

1881 Liebisch, Theodor, 1852—1922; Professor, Berlin. Geometrische Krystallographie. Standardwerk, aber ohne theo-

retische Ableitung der 32 Klassen nach Hessel (1830), Bravais (1849), Gadolin (1867). Ableitung von *allgemeinen Transformationsformeln.*
Biogr. Min. Mag. *20* (1925) 264, mit Portr.

Reusch, F. Eduard, 1812—1891; Professor, Tübingen. Die stereographische Projektion.
Biogr. Zbl. (1923) 156.

1883 Barlow, William, 1845—1934; London. Theorie der *Kugelpackungen.*
Biogr. Min. Mag. *24* (1937) 277, mit Portr.

1884 Brezina, M. Aristides S. F., 1848—1909; Direktor des Naturhistorischen Museums in Wien. Methodik der Krystallbestimmung. Ausführliche Behandlung von Messungen und Berechnungen.
Biogr. Pogg. *5* (1925) 165.

Curie, P. Strenge Ableitung der 32 Klassen. Bull. Soc. Min. *7*, 89, 418.

1885 Fedorow, Evgraph S., 1853—1919; Professor, Moskau. Gibt *Prinzip* für Ableitung der 230 Raumgruppen an.
Biogr. Min. Mag. *19* (1922) 244, mit Portr.

1886 Goldschmidt, Viktor, 1853—1933; Hon.-Professor, Heidelberg. Index der Krystallformen der Mineralien, 3. Bd. Flächensymbole mit *2 Indices.*
Biogr. Amer. Miner. *19* (1934) 106, mit Portr.

1887 Miers, Henry A., 1858—1942; Professor, London. Konstruiert *Kristallbilder* aus der gnomonischen Projektion.
Biogr. Min. Mag. *27* (1944) 17, mit Portr.

Minnigerode, L. Bernhard, 1837—1896; Professor, Greifswald. Strenge *gruppentheoretische* Ableitung der 32 Klassen. N. Jb. B. B. *5*, 145.
Biogr. Pogg. *4* (1904) 1016.

Goldschmidt. Über Projektion und graphische Krystallberechnung. Mit Vorschriften für *genaues* Zeichnen.

Krejči, Jan, 1825—1887; Professor, Prag. Elemente der mathematischen Krystallographie. Nimmt noch diklines System an (vgl. 1826). *Determinanten.*
Biogr. Pogg. *3* (1898) 749.

1888 Sohncke. Behauptet, daß die Punkte der 65 Anordnungen *Atome* sind. Z. f. K. *14*, 426.

1890 Fedorow. Z. f. Kr. *21* (1895) 679 (Auszug). Ableitung der *230 Raumgruppen.* Unter gleicher Umgebung wird jetzt auch *spiegelbildlich* gleich verstanden (vgl. 1848 und 1876).

1891 Sohncke. Weist auf die Bedeutung von Hessels grundlegender

Ableitung (1830) der 32 Klassen (vgl. Liebisch 1881), Z. f. Kr. *18,* 486.

Schoenflies, Arthur M., 1853—1928; Professor, Frankfurt. Krystallsysteme und Krystallstruktur. *Gruppentheoretische* Ableitung der 230 Raumgruppen (vgl. 1890). Biogr. Min. Mag. *22* (1931) 405, mit Portr.

1892 Klockmann, Friedrich F. H., 1858—1937; Professor, Aachen. Lehrbuch der Mineralogie (14. Aufl. 1953), mit Abschnitt Kristallographie. Biogr. Min. Mag. *25* (1940) 295.

1893 Fedorow. Benennt im Prinzip die Symmetrieklassen *nach der allgemeinen Form,* z. B. tetragonal trapezoedrisch usw. Führt den Namen *Achse der zusammengesetzten Symmetrie* ein. Z. f. Kr. *21,* 581.

Hecht, H. Benno G., 1860; Lehrer, Königsberg. Anleitung zur Krystallberechnung. Zusammengedrängte, aber sehr bemerkenswerte Behandlung. Konstruiert *Kristallbilder* aus der stereographischen Projektion. Biogr. Pogg. *4* (1904) 602.

1894 Barlow. Leitet auch die 230 Raumgruppen ab (vgl. 1883). Z. f. Kr. *23,* 1 und *25* (1896) 86.

1896 Goldschmidt. Konstruiert *Anlegegoniometer mit zwei Kreisen.*

Viola, Carlo M., 1855—1925; Professor, Parma. Ableitung der 32 Klassen mittels *Quaternionen.* N. Jb. B. B. X, 495. Biogr. Z. f. Kr. *64* (1926) 260.

1897 Goldschmidt. Krystallographische Winkeltabellen. Weitere Ausarbeitung der Komplikation (vgl. 1874). Harmonienlehre. Z. f. Kr. *28,* 1 und 414.

1899 Smith, G. F. Herbert, 1872; British Museum. Konstruiert *Reflexgoniometer mit drei Kreisen.* Biogr. Who's who (1952) 2665. Portr. in Gruppe, Min. Mag. *21* (1928) 148.

1902 Wulff, Georg V., 1863—1925; Professor, Moskau. Bringt das *stereographische Netz* in der Kristallographie zur Anwendung (Metius 1624, vgl. 1908 Hutchinson). Z. f. Kr. *36,* 14. Biogr. Min. Mag. *21* (1928) 255, mit Portr.

1903 Hilton, Harold, 1876; Professor, London. Mathematical Crystallography and the Theory of Groups of Movements. Biogr. Pogg. *6* (1923—1931) 1123.

1904 Viola. Grundzüge der Kristallographie. Vieles über Harmonienlehre (vgl. 1897).

Hilton. Entwirft das *gnomonische Netz.* Min. Mag. *14,* 18.

Groth. Vortrag Brit. Ass. Cambridge: formuliert vollständig die Struktur eines Kristalls (vgl. 1888). Z. f. K. *54* (1915) 65.

1905 Liebisch. Kristallographie A (Geometrie)
Schoenflies. Kristallographie B (Strukturtheorie) } in Enz. d. Math. Wiss. V, *I*, 391.

1906 Sommerfeld, Ernst, 1877; Professor, Brüssel. Geometrische Kristallographie.
Biogr. Pogg. *5* (1926) 1189.

Groth. Chemische Kristallographie. 5. Bd. Standardwerk (vgl. 1855).

1908 Hutchinson, Arthur, 1866—1937; Professor, Cambridge. Geschichte der stereographischen und gnomonischen Projektion. Z. f. K. *46* (1909) 238.
Biogr. Min. Mag. *25* (1940) 291, mit Portr.

1911 Boeke, Hendrik E., 1881—1918; Professor, Frankfurt. Die Anwendung der stereographischen Projektion bei kristallographischen Untersuchungen. Klare Zusammenfassung (vgl. 1913 Boeke).
Biogr. Zbl. f. Min. (1919) 90.

Friedel, Georges, 1865—1933; Inspecteur des mines. Leçons de cristallographie.
Biogr. Amer. Miner. *19* (1934) 329, mit Portr.

Tutton, Alfred E. H., 1864—1938; Cambridge. Crystallography and practical crystalmeasurement.
Biogr. Min. Mag. *25* (1940) 301, mit Portr.

Ab 1912.

Experimentelle Bestimmung von Kristallstrukturen. Die Kristallographie wird völlig als Wissenschaft der Festkörper ein selbständiges Teilgebiet der Naturwissenschaft.

1912 Laue, Max F. T. von, 1879; Professor, Berlin. Entdeckt die *Interferenz* der Röntgenstrahlen beim Durchgang durch Kristalle. Sitz.-Ber. Bayr. Ak. d. Wiss. Math.-phys. Kl. 303.
Biogr. Pogg. *6* (1938) 1473.
Portr. in F. Rinne, Die Kristalle als Vorbilder . . . (1921).

1913 Bragg, William H., 1862—1942; Professor, Cambridge.
Biogr. Min. Mag. *28* (1949) 185, mit

Bragg, William L., 1890; Professor, Cambridge. Portr. Amer. Miner. *34* (1949) 234.
Erste Strukturbestimmungen, NaCl und Diamant. Proc. R. Soc. (A) *89,* 246, 277.

Goldschmidt. Atlas der Kristallformen. Text mit Atlas, 18 Bände (vgl. 1864).

Beckenkamp, Jacob, 1855—1931; Professor, Würzburg. Statische und kinetische Kristalltheorien, 2 Bände.
Biogr. Min. Mag. *23* (1934) 342.

Boeke. Die gnomonische Projektion in ihrer Anwendung auf kristallographische Aufgaben. Klare Zusammenfassung (vgl. 1911).

1914 Gossner, Balthasar, 1877—1937; Professor, München. Kristallberechnung und Kristallzeichnung.
Biogr. Min. Mag. *25* (1940) 290, mit Portr. in Gruppe, Min. Mag. *21* (1928).

1915 Bragg and Bragg. X-rays and crystallstructure.

1916 Gründung des American Mineralogist.

1917 Zaremba, Stanislaus, 1863; Professor, Krakau.
Biogr. Pogg. *6* (1940) 2955, mit

Kreutz, Stefan, 1833; Professor, Krakau. Biogr. Pogg. *6* (1937) 1407, Portr. in Gruppe, Amer. Miner *21* (1928) 148.
Sur les fondements de la cristallographie géométrique. 450 Seiten. Bull. intern. de l'Ac. d. Sc. Krakau.

Jaeger, Franz M., 1877—1934; Professor, Groningen. Lectures on the principle of symmetry.
Biogr. Chem. Weekbl. *31* (1934) 201, mit Portr.

1919 Niggli, Paul, 1888—1953; Professor, Zürich. Geometrische Kristallographie des Diskontinuums. Ausführliche Beschreibung der Raumgruppen.
Biogr. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. *33* (1951), Heft 1, mit 3 Portr. Alm. Österr. Ak. W. *103* (1953), 466.

1920 Fedorow. Das Kristallreich. Mit Atlas. Mém. de l'Ac. Sc. de Russie, VIII Série.

Niggli. Lehrbuch der Mineralogie. Teil I, Kristallographie. 3. Aufl. 1941.

Ewald, Peter P., 1888; Professor, Brooklyn. Das *reziproke Gitter* in der Strukturtheorie (vgl. 1848). Z. f. Kr. 56 (1920) 129.

1922 Barker, Thomas V., 1881—1931; Reader Oxford. Graphical and tabular methods in crystallography.
Biogr. Min. Mag. *23* (1934) 339, mit Portr.

1923 Burmester, Ludwig, 1840—1927; Professor, München. Geschichtliche Entwicklung des kristallographischen Zeichnens . . . Z. f. Kr. *57*, 1.
Biogr. Pogg. *6* (1936) 374.

Schoenflies. Theorie der Kristallstruktur. Revidierte Ausgabe 1891.

1926 Groth. Entwicklungsgeschichte der mineralogischen Wissenschaften (vgl. 1825 und 1864).

Rogers, Austin F., 1877; Professor, Stanford. A mathematical study of crystalsymmetry. Einleitung in die Gruppentheorie. Proc. Am. Ac. Arts and Sc. *61*, 161.
Biogr. Pogg. *6* (1938) 2204.

1927 Terpstra, Pieter, 1886; Professor, Groningen. Leerboek der geometrische kristallografie.
Biogr. Pogg. *6* (1940) 2631.

Niggli. *Topologische* Strukturanalyse. Z. f. Kr. *65*, 391; *68*, 404.

1928 Niggli. Kristallographische und strukturtheoretische Grundbegriffe. Das *reduzierte Achsenkreuz*. Hdb. exp. Phys. Bd. VII, *1*, 108.

1930 Barker. Systematic Crystallography. *Geometrische Determination*. 1951 von M. W. Porter und R. C. Spiller ausgebaut in: The Barker Index of Crystals, Vol. I.

1933 Delaunay, Boris, 1890; Professor, Leningrad. Ausarbeitung des reduzierten Achsenkreuzes (vgl. 1928). Z. f. Kr. *84*, 109.
Biogr. Pogg. *6* (1936) 543.

1935 *Internationale Tabellen* zur Bestimmung von Kristallstrukturen I und II.

1946 Terpstra. Kristallometrie.

Bond, W. L., Winkelberechnungen und klinographische Projektion mit *Matrix-Methoden*. Am. Min. *31*, 31.

De Jong. *Räumliche* Doppelverhältnisse, Ausbreitung Gauss 1828. Proc. R. Ac. Amsterdam *49*, 369.

1947 Gründung der International Union of Crystallography.

1948 Gründung von Acta Crystallographica.

1949 Garrido, J. *Problemas* de Cristallografia.

1952 International Tables for X-ray Crystallography. Vol. I, Symmetrygroups (vgl. 1935).

Terpstra. A thousand and one questions on crystallographic problems.

1953 Wiederaufnahme des Erscheinens der Zeitschrift für Kristallographie (vgl. 1877).

Wir danken Prof. Dr. *F. Machatschki* herzlich für die Angabe einer Anzahl Daten und einer von uns *(E. S.)* der Niederländischen Organisation für Reinwissenschaftliche Forschung für ein Stipendium.

Kristallographisches Laboratorium der Technischen Hochschule, Delft.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck.

Untersuchungen am Interngefüge von Disthen (Disthenquarzit Untersulzbachtal).

Von

J. Ladurner.

Mit 9 Gefügediagrammen im Text.

(Eingelangt am 6. August 1955.)

An einem Disthenquarzit aus der Unteren Schieferhülle der Tauern wird das Interngefüge der Disthene (Quarz si) mit dem Externgefüge (Quarz se) verglichen und Schlüsse hinsichtlich des Ablaufes der Metamorphose in diesem Gesteinstypus gezogen.

Die Gefügeregeln von Disthen, Quarz (Internquarze, Externquarze) und Glimmer werden aufgezeigt.

Korngrößen, Korngestalt und Gefügetracht der einzelnen Minerale werden untersucht.

Für die Beschreibung wurden die in der Gefügekunde üblichen Koordinaten abc verwendet. Wo es sich um kristallographische Daten handelt ist dies ausdrücklich betont.

Die Größenangaben bei den einzelnen Kornquerschnitten sind in Millimeter, dabei ist D der jeweils längste Hauptdurchmesser eines Kornquerschnittes und d der darauf senkrecht stehende Durchmesser. Die angegebenen Werte für D und d wurden aus einer größeren Anzahl von Einzelmessungen als Mittelwert errechnet.

Das zur Untersuchung des Interngefüges in Disthen herangezogene Material entstammt den Gesteinsserien der Unteren Schieferhülle der Tauern mit Fundort südlich Leitachkopf (Untersulzbachtal).

Für die Überlassung dieser Disthenproben möchte ich Doktor *O. Schmidegg* und Dr. *F. Karl* herzlich danken.

Neben der Kennzeichnung der einzelnen Teilgefüge dieses Gesteins (Quarz-, Glimmer- und Disthenteilgefüge) interessierte besonders die Kennzeichnung und der Vergleich des Externgefüges von Quarz mit dem Interngefüge von Quarz in den Disthenen.

Bereits 1915 hat *B. Sander* in Lit. 5 darauf hingewiesen, daß derartige Untersuchungen an Interngefügen das Verhältnis zwischen mechanischer Deformation und Kristallisation klären und in manchen Fällen bis zu einer geschlossenen Gefügesynthese führen können.

Derartige gefügekundliche Untersuchungen an Interngefügen und der Vergleich mit dem entsprechenden Externgefüge wurden dann erstmalig von *B. Sander* (Lit. 6) an Quarz in Albit und Quarz in Hornblende an Hornblendegarbenschiefern des Greiners (Zillertal) durchgeführt und mit Diagrammen belegt, mit dem Ergebnis, daß ein älteres Quarzgefüge, umschlossen und aufbewahrt von Albit sich zwischen dem Auftreten der Albite und der Hornblende weiter entwickelt hat bis es von Hornblenden umschlossen wurde. Die Quarzgefüge in der Hornblende und außerhalb der Hornblende stimmen in ihren Regeln überein.

In Lit. 7, S. 262 ff. und Lit. 8, S. 277 ff sind solche Beziehungen zwischen mechanischer Deformation und Kristallisation des Korngefüges am Beispiele einiger Falten durch Beachtung des Interngefüges (in Staurolith, Granat und saurem Plagioklas) aufgezeigt, die dann zur Deutung dieser Falten als nachkristalline Falten in bezug auf Granat und Staurolith und vorkristalline Falten in bezug auf sauren Plagioklas geführt haben.

Auf ein unverstelltes Interngefüge (Magnetit) in Korund wurde in Lit. 3 hingewiesen.

In Lit. 2 hat *H. Gruß* das Interngefüge (Quarz si und Glimmer si in Mikroklinholoblasten) mit dem generellen Gefüge im Hauptgestein des Ötztaler Kristallins (*Hammers* Biotit-Plagioklasgneis) verglichen und für dieses Gestein mehrere Phasen hinsichtlich Deformation und Kristallisation unterschieden und so die Vorgänge aufzeigen können, die zum heute vorliegenden Gestein geführt haben, ohne aber in diesem Falle deutliche Unterschiede zwischen den Regeln der Internquarze und Externquarze zu erhalten. Das Wachstum der Feldspatholoblasten störte im wesentlichen das Wachstum des Interngefüges nicht und wurde ohne namhafte Änderungen in die Holoblasten eingebaut. Lediglich die Glimmer zeigen ein gewisses Sichanschmiegen an die wachsenden Feldspatflächen.

Die Hauptminerale des vorliegenden Disthenquarzites sind Quarz und Disthen. Daneben kommen noch Muskowit, Pyrit, Rutil und oxydisches Eisenerz vor, in Schliffen anderer Handstücke, die hier nicht bearbeitet wurden, noch Topase.

Beim Quarzgefüge ist zu unterscheiden zwischen den Externquarzen (Quarzgefüge außerhalb des Disthengefüges) und den Quarzen, die oft als reichliche Einschlüsse in Disthen (Internquarze) vorkommen.

Die Externquarze bilden deutliche, meist durch den Schliffbereich hindurchziehende annähernd gleich breite Lagen, die mit Lagen abwechseln, die neben Quarz mehr oder weniger reichlich Disthen enthalten.

Dieser im Korngefüge deutliche Lagenbau bildet sich auch im Handstück ab, das ein sehr deutliches s zeigt mit in vielen Fällen reichlicher Anhäufung von Disthen auf diesem s. Diese in s liegenden Disthene zeigen im Handstück für ihre längsten Korndurchmesser bereits eine mehr oder weniger deutliche parallele Anordnung, wodurch eine im Handstück schon angedeutete lineare Richtung b auf s nur noch deutlicher in Erscheinung tritt.

Die Glimmer sind ebenfalls in einzelnen Lagen dieses Gesteins angereichert, die mit Lagen abwechseln, die nahezu glimmerfrei bis glimmerarm sind. Glimmer-s und Quarz-s decken sich.

Die Untersuchungen hinsichtlich Korngröße und Korngestalt der Körner der einzelnen Teilgefüge wurden an drei aufeinander senkrecht stehenden Schliffen, bezogen auf jene am Handstück gegebenen Koordinaten durchgeführt, und zwar $\perp$ a, $\perp$ b und $\perp$ c des Gefüges. Die Gefügeeinmessungen an Quarz, Glimmer und Disthen erfolgten in einem Schliff $\perp$ b des Gefüges.

Das Quarzgefüge außerhalb des Disthens (Externquarze).

Im Schliff $\perp$ b bilden diese Externquarze deutliche Lagen (Mächtigkeit dieser Lagen bis zu 0·156 mm) aus größeren, eckigen, deutlich polygonal umgrenzten Körnern. Dabei wechseln Lagen ohne Disthen mit solchen, die reichlich Disthen enthalten, ab.

Die Kornquerschnitte sind im Schliff $\perp$ b zum größeren Teil isometrisch mit einem mittleren Korndurchmesser von 0·134 mm, aber auch heterometrisch mit einem Verhältnis von D : d = 0·165 mm : : 0·112 mm. Die längsten Korndurchmesser der heterometrischen Kornquerschnitte lassen in diesem Schliff keine Zuordenbarkeit etwa zu s (ab) erkennen, sondern liegen in jeder nur möglichen Lage zu s (ab).

Im Schliff $\perp$ a ist jener Lagenbau durch Lagen ohne und Lagen mit Disthen besonders deutlich. Die Externquarze zeigen auch hier wieder jene polygonale Umgrenzung bei zum Teil isometrischen, zum Teil aber auch heterometrischen Kornquerschnitten. Der mittlere Korndurchmesser liegt bei den isometrischen Kornquerschnitten bei 0·133 mm, bei den heterometrischen Kornquerschnitten ist das Verhältnis von D : d = 0·189 mm : 0·115 mm. Die längsten Korndurchmesser liegen im Schliff $\perp$ a mehr oder weniger // b des Gefüges.

Im Schliff $\perp$ c fehlt der in den anderen Schliffen stets deutliche Lagenbau und die Quarze bilden einzelne unregelmäßig umgrenzte und auch verschieden große Anhäufungen. Die Kornquerschnitte sind auch hier ebenfalls deutlich polygonal umgrenzt. Neben isometrischen Kornquerschnitten (mittlerer Korndurchmesser 0·128 mm)

kommen wieder heterometrische Kornquerschnitte vor mit D : d = = 0·204 mm : 0·149 mm. Die heterometrischen Kornquerschnitte lassen keine bestimmte Einstellung ihres längsten Durchmessers D zu den gegebenen Gefügekoordinaten erkennen.

Das lagenförmig angeordnete Quarzgefüge außerhalb der Disthene (Externquarze) setzt sich also neben vorwiegend isometrischen bis nahezu isometrischen Körnern auch aus deutlich heterometrischen Körnern zusammen. Hinsichtlich der Symmetrieverhältnisse kann für diese heterometrischen Körner als Bezugskörper ein dreiachsiges Ellipsoid angenommen werden. Eine Zuordnung der drei Hauptdurchmesser dieses Ellipsoids zu bestimmten Gefügekoordinaten ist aber nicht gegeben.

Das Quarzgefüge im Disthengefüge (Internquarze).

Diese Quarze sind von den Externquarzen mehrfach deutlich unterschieden. Einmal sind sie wesentlich kleiner, dann sind sie gegenüber den stets eckig umgrenzten Externquarzen fast immer deutlich gerundet und schließlich zeigen sie auch vielfach eine andere Korngestalt als die Externquarze.

Im Schliff $\perp$ b sind die Kornquerschnitte der Internquarze vorwiegend mehr oder weniger deutlich gelängt, während isometrische Kornquerschnitte stark zurücktreten. Das Verhältnis von D : d = = 0·072 mm : 0·040 mm, der mittlere Korndurchmesser bei den isometrischen Kornquerschnitten beträgt 0·036 mm. Dabei zeigt sich eine deutliche Anordnung des längsten Korndurchmessers D der heterometrischen Kornquerschnitte // a des Gefüges.

Ähnlich wie im Schliff $\perp$ b sind auch im Schliff $\perp$ a deutlich gelängte Kornquerschnitte gegeben. Das Verhältnis von D : d = = 0·080 mm : 0·037 mm, in extremen Fällen geht das Verhältnis von D : d = 0·183 mm : 0·027 mm. Dabei ist eine deutliche Anordnung des jeweils längsten Korndurchmessers D eines Kornquerschnittes // b des Gefüges gegeben. Isometrische Kornquerschnitte treten stark zurück, ihr mittlerer Korndurchmesser liegt bei 0·038 mm.

Auch im Schliff $\perp$ c treten heterometrische Kornquerschnitte gegenüber isometrischen Kornquerschnitten wesentlich stärker hervor. Bei den heterometrischen Kornquerschnitten ist das Verhältnis von D : d = 0·084 mm : 0·067 mm, bei den isometrischen Kornquerschnitten liegt der mittlere Korndurchmesser um 0·041 mm. Die längsten Korndurchmesser der heterometrischen Kornquerschnitte liegen im Schliff $\perp$ c mehr oder weniger // b des Gefüges.

Diese Internquarze zeigen also gegenüber den Externquarzen, bei denen die isometrischen Kornformen vorwiegend sind, mehr hetero-

metrische Kornformen mit einem dreiachsigen Ellipsoid als Bezugskörper hinsichtlich ihrer Symmetrieverhältnisse, während isometrische Kornformen stark zurücktreten. Bei den Externquarzen ist außerdem eine mehr oder weniger deutliche Zuordnung der Koordinaten der Kornform zu den Koordinaten des Gefüges gegeben, derart, daß der längste Korndurchmesser in vielen Fällen zusammenfällt mit b des Gefüges, der mittlere Korndurchmesser // a des Gefüges zu liegen kommt, der kürzeste Korndurchmesser steht dann senkrecht s (ab) des Gefüges.

Die Internquarze zeigen sowohl im Schliff ⊥ a als im Schliff ⊥ b oft eine deutliche zeilenförmige Anordnung.

Im Schliff ⊥ a bilden die Internquarze oft kleine Zeilen // b des Gefüges, die aus mehreren aneinander anschließenden einzelnen Quarzkörnern bestehen, dann aber liegen die einzelnen Quarzkörner auch in kleineren und größeren Abständen voneinander entfernt, aber immer in einer mehr oder weniger deutlichen zeilenförmigen Anordnung // b des Gefüges.

Im Schliff ⊥ b sind es stets einzelne Quarzkörner, die in verschiedenen Abständen voneinander liegen, die aber fast immer eine Anordnung in Zeilen // a des Gefüges deutlich erkennen lassen.

Im Schliff ⊥ c bilden die Internquarze in den einzelnen Disthenen teilweise geschlossene kleine Zeilen // b des Gefüges, die aus mehreren kleinen Quarzkörnern bestehen. Im großen und ganzen sind es aber nicht zusammenhängende Einzelquarze, oft nicht geschlossene Häufungen bildend, die in ihrer Gesamtordnung aber eine deutliche Anordnung // b erkennen lassen.

Es ist also im Quarzinterngefüge der Disthene neben der Anordnung der Quarze // s (ab) in s (ab) noch eine b-achsiale Anordnung deutlich, gegeben durch kleine geschlossene Quarzzeilen // b und Anordnung der Einzelquarze in Anhäufungen mit deutlicher Erstreckung in b des Gefüges. b und s (si) des Interngefüges fallen zusammen mit dem b und s (se) des Externgefüges. Eine nachträgliche Verstellung dieses si ist nicht erfolgt, da sich dieses si ohne irgendwelche Verdrehungen durch verschieden orientierte Disthene hindurch verfolgen läßt.

Disthengefüge.

Die an den Disthenen vorgenommenen Messungen hinsichtlich Kornformen ergaben in den einzelnen Schliffen folgendes, wobei die angegebenen Werte jeweils Mittelwerte aus einer großen Zahl von Einzelmessungen darstellen.

Im Schliff ⊥ b ist das Verhältnis von D : d = 1·294 mm : 0·666 mm, im Schliff ⊥ a ist das Verhältnis von D : d — 4·132 mm : 0·684 mm und im Schliff ⊥ c wurde ein Verhältnis von D : d = 4·026 mm : : 1·221 mm gefunden.

Die Disthene zeigen statistisch also eine ausgesprochen stengelige, dicktafelige Kornform. In vielen Fällen ist eine deutliche Begrenzung durch die Fläche (100) gegeben, während (010), besonders aber (001) als Begrenzungsflächen nur sehr selten aufscheinen.

Im Schliff ⊥ b liegen die längsten Durchmesser D der Kornquerschnitte der Disthene, die in den meisten Fällen in ihrer Richtung zusammenfallen mit der Spur der Spaltbarkeit nach (100) mehr oder weniger // a des Gefüges, zu einem geringeren Teil stehen aber auch Spaltbarkeit nach (100) und D mehr oder weniger ⊥ s (ab). Dabei fällt in den meisten Fällen der längste Durchmesser D dieser Kornquerschnitte zusammen mit einer Richtung mehr oder weniger parallel der kristallographischen b-Achse der Disthene. Nur in wenigen Fällen sind stärkere Abweichungen von D parallel kristallographisch b gegeben, dort wo Disthene mit ihrer Stengelachse mehr in a des Gefüges liegen. In diesen Fällen liegt dann der längste Durchmesser D des betreffenden Kornquerschnittes mehr oder weniger parallel der kristallographischen c-Achse der Disthene. Bei einigen Disthenquerschnitten liegt der längste Durchmesser D der Kornquerschnitte ebenfalls // a des Gefüges, fällt aber nicht, wie oben beschrieben, zusammen mit der Spur der Spaltbarkeit nach (100), die in diesen Fällen ⊥ s (ab) verläuft, sondern D steht auf der Spur von (100) senkrecht und fällt zusammen mit der kristallographischen a-Achse der Disthene.

Im Schliff ⊥ a liegen die längsten Durchmesser D der einzelnen Disthenquerschnitte fast ausschließlich // b des Gefüges mit nur wenigen Ausnahmen, wo der längste Korndurchmesser D mehr oder weniger stark abweicht von der Lage // b des Gefüges.

Im Schliff ⊥ c liegen die längsten Durchmesser D der einzelnen Kornquerschnitte in s (ab) mit einer statisch betrachtet ausgesprochenen Häufung von D // b des Gefüges, aber auch mit deutlicher Abweichung von D aus der Richtung // b nach beiden Seiten hin bis nahezu // a, wobei aber solche starke Abweichungen nicht sehr häufig sind.

Als weiteres Interngefüge in Disthen kommen außer Quarz dann noch sehr kleine, stark lichtbrechende und stark doppelbrechende gelblichbraune, teils rundliche, teils aber auch vier- bis sechseckige Körnchen entweder als Einzelkörnchen oder zusammengeschlossen

zu kleineren Gruppen vor. Es handelt sich bei diesen kleinen Körnchen um Rutil (im Zusammenhang mit einem Gutachten wurde Ti durch Prof. *Hayek* in diesen Gesteinen nachgewiesen).

Diese Rutile liegen im Schliff ⊥ b und ⊥ a in Zeilen // a bzw. // b des Gefüges, die sich aus dem Externgefüge, wo diese Rutile ebenfalls in größerer Menge auftreten, ohne Unterbrechung durch verschieden orientierte Disthene hindurch ohne irgendwelche Verstellung verfolgen lassen.

Im Schliff ⊥ c bilden diese Rutile einzelne lockere Anhäufungen in s (ab), ohne daß aber die Rutile zu geschlossenen Gruppen zusammentreten. Manchmal lassen diese lockeren Anhäufungen von Rutil eine deutliche Längserstreckung in b des Gefüges erkennen.

Sehr selten treten dann noch Hellglimmer als Einschlüsse in Disthen auf.

Sehr kleine, dunkle, regellos verteilte Pünktchen in den Disthenen sind wohl als oxydisches Eisenerz zu deuten.

Gefügeeinmessungen.

Die Gefügeeinmessungen wurden in einem Schliff ⊥ b des Gefüges durchgeführt. Eingemessen wurden Disthen, Quarz und Glimmer. Bei den Quarzen wurde unterschieden zwischen Externquarzen und Internquarzen.

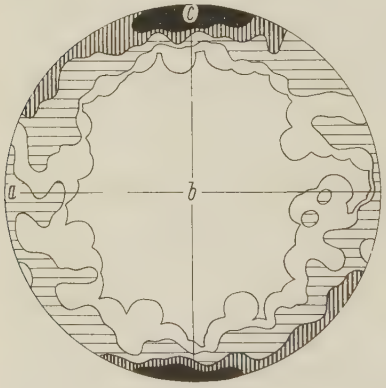


Diagramm D 1: Glimmer, senkrecht b, 315 c-Achsen; 9—5—3—1—0·3, 0%.

Das Glimmerdiagramm D 1 zeigt einen geschlossenen schmalen Gürtel ⊥ b des Gefüges, wobei aber dieser Gürtel keine gleichmäßige Besetzungsdichte aufweist. Ein deutliches Maximum liegt im Pol von s (ab) mit einer peripheren Ausweitung der dieses Maximum umgebenden stärkeren Besetzung in Ebene (ac) mit starker Betonung dieser Ausweitung nach einer Seite (Quadrant rechts unten) hin.

Die aus diesem Glimmerdiagramm ablesbaren Koordinaten (s (ab) und b) decken sich mit den am Handstück wahrnehmbaren Koordinaten, wodurch also dieser Disthenquarzit wohl noch als ein S-Tektonit, aber bereits mit starker Annäherung an einen B-Tektonit zu bezeichnen ist. Die aus dem Handstück ablesbaren und durch das Glimmerdiagramm D 1 bestätigte Achse B verläuft N 47° E, 16° E.

Das Diagramm D 2 der Internquarze zeigt eine deutliche Kleinkreisbesetzung mit einem Radius von 35—40° um b des Gefüges. Das Areal unmittelbar um b selbst und die Peripherie zeigen deutliche Unterbesetzung. Lediglich in den Quadranten SE und NW und SW ist eine Ausweitung dieser Kleinkreisbesetzung um b des Gefüges gegen die Peripherie hin gegeben.

Innerhalb dieser Kleinkreisbesetzung fällt eine Anordnung der Untermaxima in vier Gruppen auf, die jeweils auf die einzelnen Quadranten verteilt sind und die untereinander die gleichen Besetzungsdichten aufweisen. Innerhalb der einzelnen Gruppen in den vier Quadranten ist eine Zweiteilung der stärksten Besetzung gegeben.

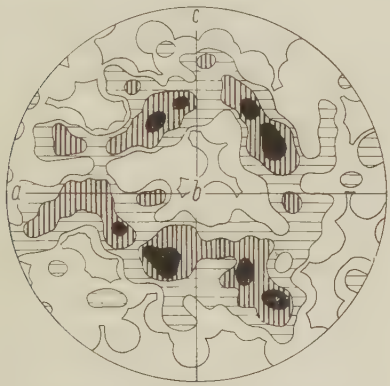


Diagramm D 2: Internquarze, senkrecht b, 268 c-Achsen; 4—3—2—1—0·4%.

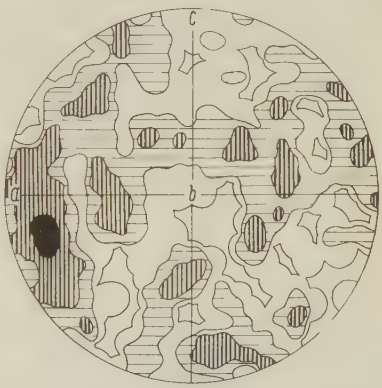


Diagramm D 3: Externquarze, senkrecht b, 323 c-Achsen; 4—3—2—1—0·4%

Dieses Diagramm D 2 der Internquarze im Disthen deckt sich weitgehend mit dem in Lit. 6 wiedergegebenen Diagramm VII von Quarz-si in Albit. Auch in D VII scheint jene Kleinkreisbesetzung um b des Gefüges auf und was besonders auffällt ist auch in diesem Diagramm VII wieder die Verteilung der stärker besetzten Stellen innerhalb dieses Kleinkreises auf die vier Quadranten.

Das Diagramm D 3 der Externquarze läßt zunächst wieder jene Kleinkreisbesetzung um b des Gefüges erkennen, wie sie im Diagramm D 2 der Internquarze deutlich in Erscheinung tritt. Auch die Verteilung der Hauptbesetzungen auf die einzelnen Quadranten innerhalb dieses Kleinkreises ist wahrnehmbar, aber lange nicht mehr so deutlich wie im Diagramm D 2 der Internquarze. Darüber hinaus ist aber in D 3 noch eine deutliche, mehr periphere Besetzung gegeben, wodurch also neben dem Kleinkreis um b noch eine weitere, gürtelähnliche randliche Besetzung aufscheint. Damit gleicht auch dieses Diagramm D 3 wieder jenem in Lit. 6 wiedergegebenen Dia-

gramm III der Externquarze der Hornblendegarbenschiefer der Zillertaler Alpen.

Internquarze und Externquarze in den Disthenquarziten des Untersulzbachtales (Venedigergruppe) lassen in ihren Regeln also die gleichen und oft bis in Einzelheiten gehenden Züge erkennen, wie sie in Lit. 6 an Extern- und Internquarzen aus Hornblendegarbenschiefern der Zillertaler Alpen beschrieben wurden.

Das Diagramm D 3 der Externquarze gleicht auch weitgehend dem Diagramm der Einzelquarze in einem Ankeritgefüge aus der Unteren Schieferhülle der Tauern (Pfitschtal) (Lit. 4, D 8), wo neben einer peripheren Gürtelbesetzung auch wieder jene Kleinkreisbesetzung um b des Gefüges mit $r = 40^0$ aufscheint, ebenfalls mit teilweiser Verteilung der einzelnen Maxima innerhalb dieser Kleinkreisbesetzung auf die einzelnen Quadranten des Diagramms. Eine ähnliche Quarzregel ist auch an Internquarzen in Kalifeldspatholoblasten in einem Ötztaler Gneis vorhanden (Lit. 2, D 17).

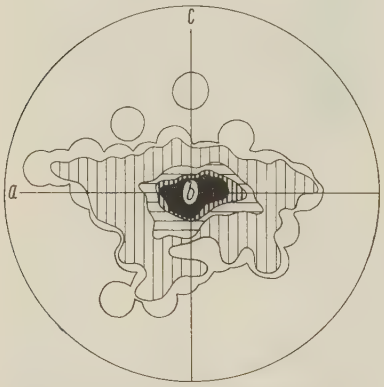


Diagramm D 4: Disthen, senkrecht b, 200 c-Achsen; 25—15—10—5—1—0·5; 0%.

An den Disthenen wurde neben der immer sehr deutlichen Spaltbarkeit nach (100) noch die an allen Körnern stets vorhandene Spaltbarkeit nach (010) eingemessen. Durch Einmessung dieser beiden Spaltbarkeit war es möglich, konstruktiv die c-Achse für jedes Disthenkorn zu ermitteln.

Diagramm D 4, das diese c-Achsen verzeichnet, zeigt deutlich die schon im Handstück wahrnehmbare Anordnung des längsten Hauptkorndurchmessers der Disthene parallel jenem am Handstück gegebenen b, das durch die Gefügeregel von Quarz und Glimmer als B bestätigt wurde.

Dieses Diagramm D 4 der konstruktiv gewonnenen c-Achsrichtungen der Disthene deckt sich vollkommen mit dem Diagramm D 5, das in einem Schliff $\perp$ c des Gefüges aufgenommen wurde. In D 5 ist der jeweils längste Hauptkorndurchmesser der in s (ab) liegenden stengeligen Disthene verzeichnet, wobei aber in D 5 allerdings nur die Richtung der Hauptstengelrichtung in s (ab) aufscheint, nicht aber die Neigung zu s (ab) ablesbar ist, was aber in diesem Falle ohne Bedeutung ist, nachdem D 4 zeigt, daß die c-Achsen der meisten Disthene in s liegen und nur in einer kleinen Zahl von Fällen mehr oder weniger stark zu s (ab) geneigt sind.

Die Einmessung der Hauptspaltbarkeit (100) der Disthene ergab Diagramm D 6. In einem schmalen, stark peripheren Gürtel $\perp$ b liegt im Pol von s (ab) die stärkste Besetzung in diesem Diagramm, zu der noch eine Reihe schwächer besetzter Stellen innerhalb dieses Gürtels kommen, wobei besonders auffällt, daß diese schwächer besetzten Untermaxima vorwiedend im Quadranten rechts unten auftreten, womit dieses Disthendiagramm dem Glimmerdiagramm, was die Lage des Hauptmaximums und der Untermaxima anlangt, sehr ähnlich ist. Es liegt also die Fläche (100) der Disthene mit deutlicher Betonung // s (ab), daneben sind aber auch Drehlagen von (100) mit Neigung um 24°, 53° und 74° zu s (ab) durch Untermaxima in diesem Gürtel vertreten. Ob diese anderen nicht im Pol von s (ab)

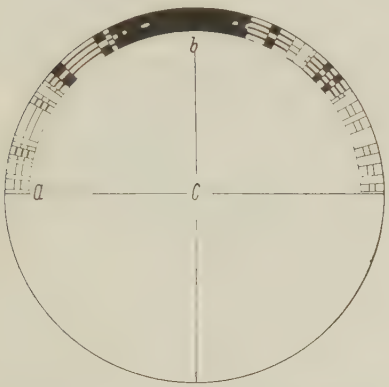


Diagramm D 5: Disthen, senkrecht c, 150 längste Hauptkorndurchmesser; 15—7—5—2—1, 0%.

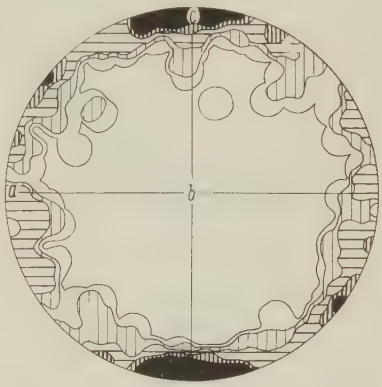


Diagramm D 6: Disthen, senkrecht b, 200 Pole von (100); 14—6—4—2—1—0·5, 0%.

liegenden Untermaxima der Pole von (100) etwa Drehlagen anderer Disthenflächen aus der Zone der c-Achse in s (ab) entsprechen, läßt sich auf Grund dieses einen Diagramms nicht entscheiden. Das Untermaximum in 24° Entfernung vom Pol von s (ab) würde einer Drehlage von (210), das Untermaximum in 53° Entfernung vom Pol von s (ab) würde einer Drehlage von $(1\bar{1}0)$ und das Untermaximum, das 74° vom Pol s (ab) entfernt ist, würde einer Drehlage von (010) in s (ab) entsprechen.

Um auszuschließen, daß es sich bei diesem Gürtel der Lote auf (100) von Disthen (Diagramm D 6) etwa um einen Schnitteffekt handelt (siehe *B. Sander*, Lit. 9), wurden die Disthene außer im Schliff $\perp$ b (// (ac)) auch noch in Schliffen verschiedener Drehlage eingemessen, die ebenfalls senkrecht zu s (ab) liegen, aber um 26°, 45° und 90° gegenüber Ebene (ac) gedreht sind. In jedem dieser

Diagramme wurde dieselbe Körnerzahl erfaßt, um so eine direkte Vergleichsmöglichkeit zwischen den einzelnen Diagrammen zu erhalten. Diese Diagramme D 7 (Drehung 26°), D 8 (Drehung 45°) und D 9 (Drehung 90°) gegenüber Ebene (ac) = ⊥ a zeigen ebenfalls jenen schon aus Diagramm D 6 bekannten schmalen Gürtel mit der Hauptbesetzung im Pol von s (ab) und mehreren Untermaxima innerhalb dieses Gürtels, nur jeweils um den entsprechenden Be-

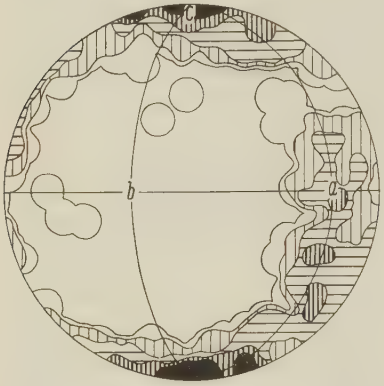


Diagramm D 7

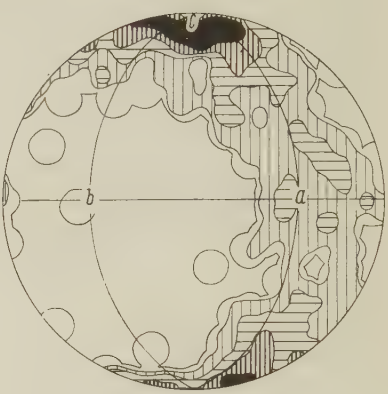


Diagramm D 8

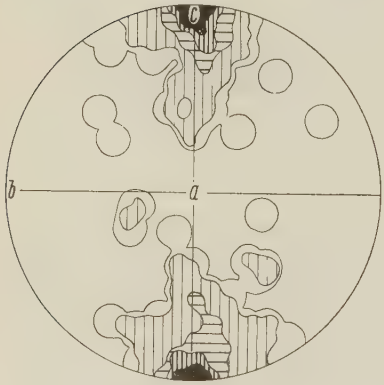


Diagramm D 9

Diagramm D 7: Disthen, 26° schräg zu (ac), 200 Pole von (100); 12—8—6—4—2—1—0·5, 0%.

Diagramm D 8: Disthen: 45° schräg zu (ac), 200 Pole von (100); 10—6—4—2—1—0·5, 0%.

Diagramm D 9: Disthen, 90° schräg zu (ac) = senkrecht a, 200 Pole von (100); 25—15—10—5—1—0·5, 0%.

trag (26°, 45° und 90°) geneigt zur Zeichenfläche. Die im Diagramm D 9 aufscheinende zentrale Unterbesetzung dieses Gürtels ist dadurch erklärt, daß bei einer Anzahl von Körnern (8), die mit ihrer (100)-Fläche mehr oder weniger parallel der Schliffebene liegen, (100) nicht einmeßbar war. Durch diese Kontrollmessungen an Schliffen verschiedener Drehlage läßt sich ein Zustandekommen dieses Gürtels ⊥ b durch einen Schnitteffekt ausschließen.

Zusammenfassung.

Hinsichtlich Korngröße, Kornform, Gefügetracht und Gefügeregeln der an diesem Gestein beteiligten Minerale Quarz, Disthen und Glimmer hat sich folgendes ergeben.

Das Quarzgefüge im Disthen (Interngefüge) ist kleinkörnig, die Körner sind meist gerundet und zum größeren Teil heterometrisch. Für die einzelnen heterometrischen Körner ergab sich eine deutliche Längsachse parallel b des Gefüges. Als Bezugskörper hinsichtlich der Symmetrie des Einzelkornes ist ein dreiachsiges Ellipsoid wahrscheinlich mit der längsten Achse in b, der mittleren Achse in a und der kürzesten Achse in c des Gefüges.

Als Regel ergab sich für diese Internquarze eine um b des Gefüges deutliche Kleinkreisbesetzung mit $r = 40^0$ und gespaltenen Untermaxima in den vier Quadranten dieses Diagramms.

Was die Gefügetracht dieser Internquarze als eine dem Gitterbau zugeordnete Außengestalt des Kornes betrifft, so bildet die eingemessene optische Richtung (c-Achse der Quarze) mit der gestaltlichen Vorzugsrichtung (Längsachse der Körner in b des Gefüges) im Durchschnitt einen Winkel von 40^0.

Das Quarzgefüge außerhalb der Disthene (Externquarze) ist gegenüber dem Quarzgefüge in den Disthenen (Internquarze) deutlich verschieden. Die Externquarze sind nicht nur wesentlich größer, sondern die Regel der Externquarze ist auch eine andere. Neben der Kleinkreisbesetzung um b des Gefüges mit $r = 40^0$, die also im Diagramm der Externquarze ebenfalls aufscheint, ist außerdem aber noch eine deutliche periphere Besetzung (Gürtel) vorhanden.

Die Korngestalt der Externquarze ist zum größeren Teil mehr oder weniger isometrisch, daneben kommen aber auch ausgesprochen heterometrische Körner vor. Eine Zuordnung bestimmter gestaltlicher Vorzugsrichtungen zu irgendwelchen Gefügekoordinaten ist nicht durchführbar.

Die aus dem Gefügediagramm der Externquarze ablesbare b-Achse fällt zusammen mit der b-Achse wie sie im Gefügediagramm der Internquarze aufscheint. $B = N\ 47^0\ E,\ 16^0\ E$.

Es stellt also das Quarzgefüge im Disthen (Internquarze) ein älteres Quarzgefüge dar, das sich nach der Disthenbildung noch zum Quarzgefüge, wie es außerhalb der Disthene vorliegt, weiter entwickelt hat.

Das Quarzinterngefüge bildet Zeilen // s (ab) und geht durch verschieden orientierte Disthene ohne jede Verstellung hindurch, ist also gitterunabhängig.

Die Glimmer bilden einen deutlichen peripheren Gürtel mit einem betonten Maximum im Pol von s (ab) und einer Ausweitung dieses Maximums gegen den Quadranten SE hin. Die aus diesem Glimmerdiagramm ablesbare B-Achse fällt zusammen mit den sich ebenfalls deckenden B-Achsen des Disthen-, Quarzextern- und Quarzinterngefüges.

Die Regelung der Quarze außerhalb der Disthene und die Glimmerregelung sind wohl als Tektonitregelung zu betrachten (S-Tektonit mit starker Annäherung an einen B-Tektonit) für die Regel der Quarze im Disthengefüge ist zunächst wohl noch keine Deutung möglich. Vielleicht handelt es sich bei dieser Kleinkreisbesetzung um eine alte sedimentäre Regel (oblonge Quarze mit einem Winkel zwischen kristallographischer c-Achse und Stengelrichtung der Körner von 40^0) mit Regel nach der Korngestalt (vgl. *B. Sander*, Lit. 8, D 55, 56), es wäre aber auch denkbar, daß es sich bei dieser Besetzung um kegelförmige Scherflächen handelt mit Einstellung von [0001] der Quarze in die Erzeugende dieser Kegelfläche.

Die Kornform der Disthene ist in den meisten Fällen eine ausgesprochen breitstengelige mit kristallographisch c als der längsten, kristallographisch b als der mittleren und kristallographisch a als der kürzesten Achse. In nur wenigen Fällen ist kristallographisch a die mittlere und kristallographisch b die kürzeste Achse. Zwillinge nach (100) sind häufig.

Das Disthenwachstum erfolgte nach der Wegsamkeit. Entsprechend der Anisotropie des Untergrundes (deutliches s und in s ein b) erfolgte das Wachstum in s (ab) aber innerhalb s mit einer deutlichen Bevorzugung der Gefügerichtung b, was eine Einstellung der Stengelachse der Disthene (kristallographische c-Achse) // b des Gefüges ergibt. Hiebei liegen die Disthene bevorzugt mit (100 in s (ab), aber auch Einstellungen von (100) schief und senkrecht s (ab) sind gegeben. Im ersten Fall, (100) in s (ab), ist das Wachstum der Disthene nach [010] nach dem Wachstum nach [001] das größte, während im Falle (100) $\perp$ s (ab) wohl das Wachstum nach [001] in s stets das größte ist, das Wachstum nach [010] aber in diesem Falle das kleinste ist.

Das Wachstum der Disthene nach der besten Wegsamkeit stellt also einen ähnlichen Fall belteroporen Wachstums dar, wie er an Hornblenden aus Hornblendengarbenschiefer durch *B. Sander* in Lit. 6 beschrieben ist. Eine Deutung dieser an den Disthenen aus Disthenquarziten des Untersulzbachtales beschriebenen Regel etwa als Tektonitregelung, wie sie *Andreatta* in Lit. 1 für Disthene aus Kinzingitgneisen des Ultentales (Hochwart) annimmt, ist nicht zu vertreten.

Literatur.

1. *Andreatta, C.*, Analisi strutturali di rocce metamorfiche, VI: Regola d'orientazione della cianite, Periodico di Mineralogia, VI, Roma, 1935. — 2. *Gruß, H.*, Interngefüge der Kalifeldspate in einem Ötztaler Gneis. Tscherm. Min. Petrogr. Mitt. Bd. 5, Neue Folge, Wien, 1955. — 3. *Ladurner, J.*, Zur Kenntnis von Korundgefügen (Achsenverteilungsanalyse an Naxos-Smirgel), Neues Jahrb. f. Mineralogie, Abhandlungen, Bd. 84, Stuttgart, 1952. — 4. *Ladurner, J.*, Zum Verhalten von Ankerit im geschlossenen Gefüge und als Einzelkorn. Tscherm. Min. Petrogr. Mitt. Bd. 5, 3. Folge, Wien, 1955. — 5. *Sander, B.*, Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, Bd. 64, Wien, 1915. — 6. *Sander, B.*, Über einen Fall von Kristallisationsschieferung mit Internregelung. N. Jahrb. f. Mineralogie, Beil.-Bd. 57, Abt. A, 1928. — 7. *Sander, B.*, Gefügekunde der Gesteine, Springer-Verlag, Wien, 1930. — 8. *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. II. Teil: Die Korngefüge, Springer-Verlag, Wien-Innsbruck, 1950. — 9. *Sander, B.*, mit *D. Kastler* und *J. Ladurner*, Zur Korrektur des Schnitteffektes in Gefügediagrammen heterometrischer Körner, Sitzungsber. der österr. Akad. Wiss., math.-nat. Klasse, Abt. I, Bd. 163, Wien, 1954. — 10. *Karl F.*, Aufnahmebericht Blatt Krimml. Verh. der Geol. Bundesanstalt, Wien, 1954.

Literatur: Neue Bücher.

Quantitative Spectrochemical Analysis of Silicates. A scheme of quantitative DC arc analysis of the silicate minerals, rocks, soils and meteorites. Von *L. H. Ahrens.* Mit 36 Textabb., 122 S. London: Pergamon Press Ltd. 1954. Geb. 25 s.

Im vorliegenden Buch sind die Fortschritte der quantitativen spektrochemischen Untersuchungsmethodik silikatischer Substanzen bis zum Jahre 1954 zusammengefaßt. Es stellt somit eine wertvolle Ergänzung eines anderen ausgezeichneten Buches desselben Verfassers: „Spectrochemical Analysis" (Addison-Wesley Press, Cambridge-Mass.) dar, welches bereits 1950 erschienen ist.

Breitesten Raum nehmen vor allem die Referate der Arbeiten des Verfassers und seiner Mitarbeiter ein, welche die methodische Anwendung des mit Gleichstrom (220—240 V, 3—7 A) betriebenen Dauerbogens (*d*irect *c*urrent arc), der in einer Lochkohle die feste Probesubstanz zum Verdampfen bringt, zur Grundlage haben. Instrumentelle oder allgemein-methodische Angaben bleiben unter Verweis auf die Fachliteratur auf das Notwendigste beschränkt.

Aus dem allgemeinen Teil des Buches sind Kapitel über die statistische Behandlung des spektrochemischen Analysenfehlers sowie insbesonders über die Untersuchung und Verwendung von Standardproben zweier Gesteinstypen (Granit G-1 und Diabas W-1) hervorzuheben. Interessant sind hiebei die Ergebnisse von *Fairbairn,* der von 25 Analytikern die chemische Zusammensetzung dieser beiden Gesteinsproben ermitteln ließ. Der Fehler der chemischen Gesteinsanalyse erweist sich als nicht unbedeutend und schwankt in Abhängigkeit von der Konzentration des betreffenden Elementes von $\pm$ 0·5% bei SiO_2 bis $\pm$ 39% bei P_2O_5. In ähnlicher Weise wurde versucht, den Spurengehalt dieser Standardproben spektrochemisch und zum Teil auch chemisch zu erfassen.

Im analytischen Teil werden nach einem Schema, welches die Flüchtigkeit der Elemente im Kohlenbogen berücksichtigt, Methoden zur spektrochemischen Analyse von 35 Haupt- und Spurenelementen natürlicher Silikate behandelt, und zwar:

I. Na, K, Li, Rb, Cs.

II. Ga, Pb, Ag, Cu, Tl, In, Sn, Zn, Ge.

III. V, Ni, Co, Zr, Cr, Sc, Y, Nd, La, Sr, Ba, Mo, Ti, [B, F].

IV. Al, Ca, Mg, Fe, Mn, Si.

Für die spektrochemische Bestimmung der Alkalimetalle (I) in Silikaten wird ein zweistufiger Analysengang (1. Na mit Li [Spodumen] als Bezugselement. 2. K, Rb, Li, Cs im Vergleich mit dem bereits bekannten Na-Gehalt der Probe) ausführlich beschrieben. Diese Methode ist noch bei Konzentrationen von 5% dem üblichen chemischen Aufschlußverfahren nach *Lawrenc-Smith* gleichwertig, bei niedrigeren Gehalten auf jeden Fall überlegen. Besondere Beachtung verdienen die Referate über die Bestimmung von extrem niedrigen Spurenkonzentrationen: Na und K bis unter 0·001% in ultrabasischen Gesteinen und Quarz, Li, Rb, Cs im Biotit und Sedimentgesteinen.

In der Gruppe der leicht flüchtigen Spurenelemente (II) hat nur die Bestimmung von Ga, Pb, Cu und Tl unter Verwendung von In_2O_3 als innerer Standard eingehendere Berücksichtigung gefunden. Ein eigener Abschnitt ist der Bestimmung extrem niedriger Gehalte leicht flüchtiger Elemente durch fraktionierte Destillation mit Hilfe des Doppelbogens nach *Shaw*, *Joensuu* und *Ahrens* sowie nach *Wedepohl* gewidmet. Dieser hat allerdings bisher nur für die Analyse von In (bis 0·000005%), Tl (bis 0·000002%), Zn (bis 0·0001%) und Pb Anwendung gefunden.

Als Bezugselement für die Analyse schwer flüchtiger Spurenelemente (III) wird Pd (als $PdCl_2$) angegeben. Die Reproduzierbarkeiten sollen für Zr, Co und Sc ± 4—11% betragen. Die quantitative Analyse von B unter Verwendung B-freier Graphitelektroden ist bis zu Gehalten von 2·5 g/t möglich.

Ein eigenes Kapitel ist der spektrochemischen Analyse von F-Spuren vorbehalten. Nach *Seraphim* ist die Analyse dieses Halogens mit Hilfe der Banden CaF 5291/CaO 5488 bis 0·01%, bei Verwendung der empfindlicheren Bande CaF 6036 in He-Atmosphäre sogar bis 0·005% durchführbar.

Spektrographische Methoden zur Schnellanalyse silikatischer Substanzen (Si mit Be [BeO oder $BeCO_2$] als Bezugselement; Al, Fe, Mg, Ca, Mn mit Sr [$SrCO_3$]) werden durch Analyse der Standardgesteinsproben G-1 und W-1 einer sehr kritischen Betrachtung unterzogen. Die chemische Analyse erweist sich nur für SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 sowie bei Probe W-1 für CaO und MgO an Genauigkeit überlegen. Spektrochemisch werden folgende Genauigkeiten erreicht SiO_2 ± 3·5%, Al_2O_3 ± 5·5%, Fe (ges.) ± 5%, CaO ± 5%, MgO ± 6·5%.

In allzu kurz gehaltenen Referaten werden abschließend die Arbeiten von *Jaycox, Hasler, Gillis, Eeckhout, Hegemann-Zoeller* u. a. gestreift, welche meist andere Wege zur spektrographischen Schnellanalyse von keramischen Materialien, Schlacken u. a. eingeschlagen haben.

Im letzten Abschnitt dieses Buches, dem auch eine umfangreiche Literaturzusammenstellung angeschlossen ist, wird noch zum Vergleich eine chemische Schnellmethode zur Silikatanalyse, welche von *Shapiro* und *Brannock* im US-Geological Survey entwickelt worden ist, angeführt, welche es mit nur 0·1 g Probesubstanz gestattet, eine Gesteinsanalyse kolori- und titrimetrisch mit hinreichender Genauigkeit auszuführen.

Das Buch ist für jeden Mineralchemiker empfehlenswert, der sich über den letzten Stand der in rascher Entwicklung befindlichen Methodik der quantitativen spektrochemischen Vollanalyse der Silikate informieren will.

E. Schroll, Wien

La val di Peio e la catena Vioz-Cevedale. Studio geo-petrotettonico e minerario di una parte del massiccio dell'Ortles. Von *C. Andreatta*. („Acta geologica alpina". Contributi di mineralogia petrografia e geologia.) 336 S. Bologna. 1954.

Der durch seine Einzelberichte aus dem Ortlergebiet bekannte Forscher, dem wir bereits die schöne zusammenfassende Übersichtskarte des gesamten Ortlergebietes im Maßstab 1 : 100.000 vom Jahre 1951 verdanken, faßte nun seine reichen Ergebnisse langer, 1938 beginnender Jahre zunächst in dem vorliegenden ersten Teil zusammen. Ein großer Teil seines Lebenswerkes ist in diesem Werk niedergelegt, das eine enorme Summe von Begehungen und Felduntersuchungen in stellenweise schwierigstem Terrain aber auch weitausgedehnte tektonische Studien und Messungen, optische Beobachtungen und quantitative Gesteins- und Mineralanalysen zur Voraussetzung hatte. Von den Hochtälern des Noce, dem Hochgebirgskamm, der vom Colle Vioz bis zum M. Cevedale (Zufallsspitze) mitten ins Herz der Ortlergruppe führt, bis in den Teil des Noce-Tales, das den

Namen Pejo-Tal trägt, reicht das Untersuchungsgebiet. Zwei geologische Karten geben Ausschnitte aus dem Gebiet. Eine Karte des Kammes Vioz-Cevedale im Maßstab 1 : 25.000 und eine andere eines Teiles des Pejo-Tales 1 : 15.000. Teile des Gebietes sind uns ja noch durch die älteren Untersuchungen *Hammers* vom Beginne dieses Jahrhunderts bekannt.

Es ist völlig ausgeschlossen, in einem kurzen Referat auch nur einen Überblick über die Fülle des Gebotenen zu geben. Die petrotektonischen Grundlagen sind die S. 18 in ein Übersichtskärtchen eingetragenen Grundformationen der Quarzphyllite, der mesozonalen bis epizonalen Paraschiefer, die auch die Zone des Val Ultimo genannt werden kann und als dritte die Tonale-Zone als katazonale Paragneis-Formation, kurz Tonale-Serie genannt. Ihnen schließen sich die posttektonischen magmatischen Gesteine und die Darstellung der mit ihnen verbundenen Eisenerzlagerstätten pneumatolytischer Entstehung an, worauf die Folgerungen des Zusammenhanges von Tektonik und Metamorphose dargelegt werden. Dadurch ergibt sich eine Einteilung des ganzen Werkes in sieben Abschnitte. Der erste schildert die Quarzphyllite und ihre Polymetamorphose, daneben aber auch cornubianitische Gesteine, aplitische Orthogneise, Epidotprasinite. Im zweiten Abschnitt, der Formation der Glimmerschiefer und Paragneise mit ihrer mesozonalen und epizonalen Metamorphose, ist auch die Beschreibung von Ortho- und Metagneisen, Amphiboliten und Epidotgneis enthalten. Der kurze dritte Abschnitt bringt typische Mylonite und versucht mit Erfolg ihre geologische Geschichte zu ergründen. Im vierten Abschnitt, der den katazonalen (Tonaleschiefer) Paragneisen, aber auch Glimmerschiefern und deren Tektonik und Metamorphose gewidmet ist, werden auch aplitische und pegmatitische Orthogneise, zum Teil in Form von Myloniten und Ultramyloniten, aber auch Amphibolite und Marmore gebracht. In 1, 2, 4 fehlt es nicht an der Beschreibung von Quarziten. Die Petrographie der posttektonischen Diorite und Porphyrite bildet die Hauptsache der fünften Abteilung. Die Gesteine sind Quarzdiorite, zum Teil aplitisch und mikrogranitisch und Dioritporphyrite verschiedener Einzelvorkommen. Die Gesteine dieser Gruppe 5 treten vorwiegend in Gängen auf. Der sechste Abschnitt schildert die Eisenerzlagerstätten und pneumatolytische Mineral- und Gesteinsbildungen. Es werden sieben Gruppen dieser Erzlagerstätten unterschieden, Marmore, Cipollino, Cornubianit-Gesteine, Skarne, Ankerite mit Gehalten von eisenreichem Dolomit und solche mit Mn-Gehalt, eisenreiche und Mg-haltige Kalksteine beschrieben. Die Metallogenese ist im Zusammenhang mit den Mineralisationen und Metallisationen untersucht und die Verhältnisse an acht ausführlichen Stollenprofilen dargelegt.

Andreatta standen 35 quantitative Gesteinsanalysen und 22 quantitative Mineralanalysen zur Verfügung. Ganz besonderes Gewicht ist bei allen beschriebenen Gesteinen auf die Petrogenese ebenso gelegt, wie auf die Genesis der Lagerstätten. Der siebente Abschnitt ist dem Zusammenhang von Tektonik und Metamorphismus gewidmet, also der Petrotektonik. Es konnten mehrere aufeinander folgende petrogenetische Phasen einwandfrei festgestellt werden und dadurch die geologische Entwicklungsgeschichte der drei Grundformationen klargestellt werden. Das Ergebnis der petrotektonischen Analysen dieser drei Hauptformationen ist in einer großangelegten tabellarischen Übersicht zusammengestellt. Es ergaben sich mit ziemlicher Sicherheit neun petrogenetische Phasen des gesamten geologischen Geschehens, wozu noch zwei weitere Phasen mit großer Wahrscheinlichkeit kommen. Drei oder vier dieser Phasen sind solche tektonischer Metamorphose, und es kann angenommen werden, daß das Ortlerkristallin neben kaledonischer, varistischer und alpidischer Orogenese wahrscheinlich noch Spuren älterer Orogenesen aufweist. Der Verfasser kommt zu

dem Ergebnis, daß die drei von ihm unterschiedenen tektonischen Haupteinheiten alpidisch übereinander geschoben worden sind, der Hauptanteil der Metamorphose und der Schieferung der ersten tektonischen Einheit varistisch, die der beiden anderen Einheiten aber kaledonisch sei. Die Art der Stoffmobilisierung konnte für die einzelnen Mobilisierungen angegeben werden.

Hier liegt ein Werk vor, das, soweit dies möglich ist, das erreicht hat, was es bringen wollte. Daß es natürlich nicht allzuleicht sein wird, von diesem Werk ausgehend den Anschluß an andere Gebiete zu finden, liegt auf der Hand, weil man eben sehr weit gehen muß, um ein derartig durchgearbeitetes Gebiet wieder zu finden, mit dem Vergleiche möglich sind. Die ganze Durchführung verlangte einen Mineralogen, Petrologen, Geologen in einer Person, und noch dazu einen Bergsteiger von Format. Das Buch ist ein Beispiel dafür, daß man nur dann zum Ziele kommen kann, wenn man den Weg vom Detail zur Synthese nimmt. Es ist auch sehr erfreulich, daß dem Werk die Ausstattung geworden ist, die es braucht. Die zahlreichen Bilder erfreuen nicht nur den Fachmann, sondern auch den Liebhaber der Berge, denn aus der Bilderwahl spricht das Herz des Bergfreundes *Andreatta*. Das Buch ist ein würdiger Nachfolger des Monumentalwerkes von *Bianchi* und *Dal Piaz* (Monografia geol. petrol. Bologna, 1934) über das Ahrental und die Rieserferner-Gruppe. Ist das letztere monumentaler, prunkvoller ausgestattet, so ist das erstere handlicher. *H. Leitmeier,* Wien.

Der österreichische Bergbau. Herausgegeben vom Bundesministerium für Handel und Wiederaufbau. Oberste Bergbehörde. Mit 49 ganzseitigen Abb., 162 S. Wien: Selbstverlag. 1955.

Die gutausgestattete, broschierte Festschrift (Großquart) bringt eine ausgezeichnete Übersicht über den Wiederaufbau des Österreichischen Bergbaues in den letzten zehn Jahren auf allen Sektoren und über seine, für ein kleines Land nicht unbeachtliche Leistungsfähigkeit. Nach dem verheerenden Tiefstand im Jahre 1945 ist die recht vielseitige Produktion gegenüber 1937 im allgemeinen um 50 bis 100 Prozent gestiegen, in manchen Belangen hat sie sich vervielfacht; so stieg z. B. die Kupfererzförderung auf mehr als das Zwanzigfache. Die einzelnen Betriebe werden beschrieben, ihre Bedeutung wird erörtert; statistisches Material wird reichlich gebracht. Teilweise sehr beträchtlich sind die Ausfuhrmöglichkeiten bei Magnesit und Magnesitprodukten, Talkprodukten, Graphit, Kaolin, Erdöl und Antimon. *F. Machatschki,* Wien

Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie. Band 77, Nr. 1—6. 1142 S. Paris: Librairie Masson et Cie. 1954.

Anläßlich des 75jährigen Bestehens der Gesellschaft wurden im Rahmen des Bulletins zwei Bände herausgegeben, die einen Querschnitt der heutigen mineralogischen und kristallographischen Forschung darstellen.

In der Einführung wird gezeigt, wie rasch und zu welcher Breite sich die Mineralogie und Kristallographie entwickelt hat. So gehören z. B. heute nicht nur die Kristall- und Strukturuntersuchungen der Minerale, sondern überhaupt alle anorganischen und organischen Feststoffe zur Kristallographie.

Die Mannigfaltigkeit der heutigen Forschung wird in sechs Kapiteln dargelegt.

1. Kapitel: Moderne Ideen in der Struktur der Materie (26 S.).
2. Kapitel: Die Kristallographie und die industriellen Anwendungen (116 S.).
3. Kapitel: Moderne Ansichten in der theoretischen Kristallographie (182 S.).
4. Kapitel: Mineralogie, Geochemie, Petrographie, Erzlagerstättenkunde (256 S.).
5. Kapitel: Forschungsmethoden (346 S.).
6. Kapitel: Versuche mit Mineralien (127 S.).

Diese einzelnen Kapitel setzen sich aus vielen Artikeln zusammen, die von verschiedenen Fachexperten geschrieben wurden und somit einen guten Überblick über die heutige französische Forschung geben.

So beinhaltet das 1. Kapitel einen Artikel über die Entstehung der Atome. Das 2. umfaßt einige Artikel, die die Anwendung der mineralogischen Methoden in der Industrie und im Bergbau aufzeigen. Hervorragende Arbeiten über die thermischen Schwingungen in Kristallen, magnetische Eigenschaften sowie flüssige Kristalle sind im 3. Kapitel enthalten. Das 4. Kapitel umfaßt größtenteils regionale Arbeiten. Hiebei wurden sehr interessante Mineralfunde behandelt, wie z. B. ein Montmorillonit, der faserig ausgebildet ist. Im 5. Kapitel sind mehrere Arbeiten allgemeiner Natur sowie spezielle Strukturen veröffentlicht. Im letzten Kapitel wird über Mineralexperimente berichtet; darunter z. B. die Züchtung von großen künstlichen Quarzkristallen.

Diese Festschrift ist so gehalten, daß sie für jeden auf dem Gebiet der Mineralogie und Kristallographie sowie angrenzenden Gebieten Arbeitenden interessante Details und allgemeine Übersichten enthält, so daß ihr Studium nur bestens empfohlen werden kann.

A. Preisinger, Wien

Qualitative Schnellanalyse. Zusammengestellt nach den Arbeiten von *G. Charlot, D. Bézier, R. Gauguin* und *J. M. Odekerken* von *A. Schleicher.* Mit 5 Abb., VI, 82 S. Berlin: W. de Gruyter & Co. 1954. DM 7.80.

Im Gegensatz zur klassischen Analyse, die nach einem schematischen Trennungsgang arbeitet, wird hier versucht, jedes Kation bzw. Anion durch eine spezifische Reaktion, unabhängig von den anderen Kationen bzw. Anionen, nachzuweisen. In den Fällen, in denen die Reaktion nicht eindeutig ist, wird eine Ausschaltung der störenden Elemente durch Fällung, Komplexbildung usw. angegeben. Die Auswahl der Reaktionskomponenten ist so getroffen, daß sie gestatten, Elemente von 100—1 bzw. 0·1% nachzuweisen. Eine Spurensuche fällt daher außerhalb des Rahmens dieses Buches. Die notwendige Flüssigkeitsmenge für die Reaktionen ist sehr gering. Die Verwendung von H_2S wird vollständig vermieden. Jedes Element wird in einem eigenen Kapitel behandelt, wobei die Reaktion, Störmöglichkeit, Empfindlichkeit usw. genau angeführt werden.

Diese Methode wird in vielen Fällen dem etwas langwierigeren klassischen Trennungsgang vorzuziehen sein. Obwohl für einige Elemente noch geeignetere Nachweise wünschenswert wären, enthält dieses Büchlein in seiner vorliegenden Form für jeden an der qualitativen Analyse Interessierten viele Anregungen.

A. Preisinger, Wien.

Clays and Clay Technology. Herausgegeben von *J. A. Pask* und *M. D. Turner.* (State of California, Department of Natural Resources, Division of Mines: Bull. 159.) Mit 174 Abb., 326 S. San Francisco. 1955. Geb. $ 4.30.

Daß die Tonmineralforschung nach allen Richtungen hin in letzter Zeit ungeheuren Aufschwung genommen hat, ist allgemein bekannt. Eine Zusammenfassung und Auswertung der weitverstreuten einschlägigen Literatur wird daher von jeder interessierten Seite her dankbarst begrüßt werden. Das vorliegende Buch bringt auf allen Gebieten der Tonmineralforschung den neuesten Stand, seiner Entstehung nach in Form von Berichten über Vorträge und Diskussionen, die auf dem ersten Nationalkongreß über Ton und Tontechnologie im Juli 1952 in Berkeley gehalten wurden. Daraus erklärt sich, daß die mehr als 25 Mitarbeiter mit einer einzigen Ausnahme Experten aus zahlreichen Forschungsinstituten der USA sind.

Die Vorträge sind in 7 Gruppen zusammengefaßt:

1. Geologie und Mineralogie der Tonmineralien;
2. Eigenschaften der Tonmineralien;
3. Methoden zur Identifizierung der Tonmineralien;
4. Tontechnologie in der Bodenkunde;
5. Tontechnologie in der Bodenmechanik;
6. Tontechnologie in der Keramik;
7. Tontechnologie in der Petroleumindustrie.

Für die Leser der Zeitschrift kommen somit in erster Linie die drei ersten, in aufschlußreicher Weise behandelten Vortragsgruppen (ungefähr die Hälfte des Bandes) in Frage, in denen man alles Wesentliche über Bildung und Vorkommen der Tonmineralien, Struktur der Tonmineralien, Austauschreaktionen, Adsorption und Sorption, Quellung, Korngrößenverteilung, Analysenausdeutung und über die verschiedenen Identifizierungsmethoden, durch Diagramme und Abbildungen bestens erläutert, findet. Jedem der insgesamt 25 Unterabschnitte ist ein umfangreiches Verzeichnis der modernen einschlägigen Literatur nachgesetzt. So allseitig wie in diesem Band ist das Forschungsgebiet in keinem der bisher erschienenen Werke über Tonmineralien behandelt.

F. Machatschki, Wien

Handbuch der Mineralogie. Von *C. Hintze.* Ergänzungsband II: Neue Mineralien und neue Mineralnamen (mit Nachträgen, Richtigstellungen und Ergänzungen). Zusammengestellt und herausgegeben von *K. F. Chudoba.* Lieferungen 3—6. Mit Textabb. 11—27, jede Lieferung 80 S. Berlin: W. de Gruyter & Co. 1954/55. Jede Lieferung DM 22.—.

Vergleiche Besprechung in diesem Band, S. 263.

Der II. Ergänzungsband liegt nun abgeschlossen vor. Bei einer geringen Anzahl von Abbildungen sind die neuen Lieferungen den früheren entsprechend einheitlich fortgeführt. Einige versteckte Strukturdaten sind übersehen worden, so z. B. die Strukturbestimmung für Weissit durch *H. Nowotny* und *J. Zemann* (Anz. Österr. Ak. Wiss.; math.-nat. Kl. 1950, 315), durch welche auch die Kristallklasse richtiggestellt wurde.

In einem Schlußabschnitt von 40 S. werden die in den Ergänzungsbänden I und II behandelten Mineralien und Mineralnamen, die dort alphabetisch angeordnet sind, angeblich auf kristallchemischer Grundlage systematisch zusammengestellt. Diese Zusammenstellung befriedigt nicht. Von den 2142 „neuen" Mineralien und Mineralnamen der beiden Bände wurden in diese Zusammenstellung unter Ausschaltung völlig überflüssiger 1701 aufgenommen. Durch Druckunterschiede wird die Berechtigung neuer Namen nach vier Klassen bewertet. Da fällt einmal auf, daß als „gesicherte" neue Mineralien viele Kunstprodukte, wie Camermanit, Alumopharmakosiderit, Yttrogranat und künstlich entwässerte Mineralien gekennzeichnet werden; auch wird man manchen Mischungsgliedern, wenn sie aus den Analysen nur in geringem Prozentsatz errechnet werden können, wie z. B. Chromakmit, nicht wie etwa dem Chromgranat den Charakter eines vollgültigen Minerals zubilligen können. Zumindest dürfte man dann auch Chromjadeit, Chrombeidellit usw. nicht nur als chemische Varietäten anführen. In der Einleitung zu diesem systematischen Teil wird angegeben, daß den Mineralnamen die Strukturformel nachgesetzt werde. In Wirklichkeit sind es aber nichtgegliederte Pauschalformeln, bei den Sauerstoffsalzen in der Art der zwar viel gebrauchten, aber wenig zweckmäßigen und wenig besagenden Schreibweise von *Niggli-Strunz:* eine Strukturformel muß ja

möglichst viel vom Aufbau erkennen lassen! Warum Perowskit, Pyrochlor usw. zu den Verbindungen R_2O_3 gestellt werden, Scheteligit usw. zu den Verbindungen RO ist nicht recht einzusehen; überhaupt sollten die Niobate, Titanate usw. nicht mit den einfachen Oxyden zusammengeworfen werden.

F. Machatschki, Wien

Die silicatischen Tonminerale. Von *K. Jasmund.* Zweite erweiterte Auflage, (Monographien zu „Angewandte Chemie" und „Chemie-Ingenieur-Technik": Nr. 60). Mit 43 Textabb. und 74 Tab., 192 S. Weinheim/Bergstraße: Verlag Chemie, GmbH. 1955. DM 17.60.

Das nach knapp vier Jahren erfolgte Erscheinen einer zweiten Auflage beweist das große Interesse, das die Studien über die Tonmineralien in weiten Kreisen von Wissenschaft und Technik gefunden haben. Die Erweiterung ist schon dem Umfang nach beträchtlich, das schon in der ersten Auflage umfangreiche Literaturverzeichnis ist nunmehr fast auf die doppelte Nummernzahl angewachsen. Außerdem wurde ein in der ersten Auflage vermißtes Sachregister beigegeben. Alle Abschnitte wurden auf den neuesten Stand ergänzt und erweitert; neu in den speziellen Teil einbezogen wurden nunmehr kurz streifend auch Pyrophyllit, Talk und Leverrierit. Die für Tonsilikate schlecht anwendbaren Bezeichnungen Heptaphyllite und Oktophyllite wurden nunmehr durch die besser passenden dioktaedrischen und trioktaedrischen Tonsilikate ersetzt. Besonders eingehend und kritisch werden in der neuen Auflage die Untersuchungen über die Quellungserscheinungen in der Montmorillonitgruppe und die Bildungsbedingungen der Illite behandelt. Störend wirkt sich aus, daß in vielen Fällen die einander substituierenden Ionen nicht wie üblich in runde, sondern in eckige Klammern zusammengefaßt werden, die man für Ionenverbände reservieren sollte, die Formeln werden dadurch unübersichtlich (z. B. die der Vermiculite auf S. 142). Einige Druckfehler: S. 67, in der allgemeinen Formel Si_{2n} statt Si_{2-n}; in den 3 Formeln darunter sind die Indizes für X um eine Zehnerpotenz zu hoch angesetzt; S. 81, Trachit statt Trachyt; S. 167, in der Formel des Ferrimuskovits (Fe^{3+}) statt Fe^{2+}). Die Auseinanderreißung stofflich und strukturell nahe verwandter Tonsilikate sollte nicht mehr weiter getrieben werden.

Das Buch behandelt den Gegenstand erschöpfend und ist für Mineralogen, Petrographen, Keramiker und Geologen über das deutsche Sprachgebiet hinaus nicht zu entbehren.

F. Machatschki, Wien.

Geologie, Mineralogie und Lagerstättenlehre. Eine Einführung für Bergschüler, Gruben- und Vermessungsbeamte sowie für Studierende des Bergbaus, der Markscheidekunde, des Bauingenieurwesens und der Naturwissenschaften. Von *P. Kukuk.* Zweite, völlig durchgesehene und erweiterte Auflage. Mit 406 Textabb., XVI, 334 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1955. Geb. DM 28.50.

Daß schon nach knapp vier Jahren eine Neuauflage des Buches erscheint, zeigt, daß ein Werk dieser Art für den recht breiten Kreis von Interessenten, an den es sich wendet, eine Notwendigkeit war und daß die erste Auflage in Kreisen des Deutschen Bergbaues Anklang gefunden hat. Der Umfang des Buches wurde um etwa 10% sowohl im Text wie in der Abbildungszahl erweitert. Am Grundaufbau wurden mit Recht keine Veränderungen vorgenommen; die Revisionen und Erweiterungen betreffen ziemlich gleichmäßig alle Hauptabschnitte des Buches. Das auf deutschsprachige Werke beschränkte Schriftumsverzeichnis wurde ebenfalls vervollständigt. Nach wie vor ist der verhältnismäßig knappe Abschnitt „Allgemeine Mineralogie" trotz einiger Verbesserungen

der schwache Punkt des Buches geblieben; er hätte ohne wesentliche Erweiterung des Umfanges neu abgefaßt werden müssen; man darf auch dem Benützerkreis, an den sich das Buch in erster Linie wendet nicht einreden, daß ein „Lauediagramm ein sogenanntes Kristallgitter sei", oder daß „sich ein Mineral aus Molekülen zusammensetzt" oder daß „der Eulersche Satz eines der beiden wichtigsten Kristallgesetze sei" oder daß „50% aller Erze nach Würfel, Oktaeder oder Rhombendodekaeder spalten" (später wird ein Erz übrigens als ein für die Metallgewinnung verwertbares Mineralgemenge definiert) oder daß „*einige* Mineralien Doppelbrechung zeigen" usw. Durch gründliche Beseitigung solcher Schönheitsfehler in diesem Abschnitt und auch an einigen anderen Punkten besonders der Mineralogie würde der Wert des Buches sehr gehoben werden. Wiederum ist die ausgezeichnete, anschauliche und reichliche Bebilderung sehr hervorzuheben.

F. Machatschki, Wien

Landolt-Börnstein: Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik. Sechste Auflage. Herausgegeben von *A. Eucken†*. Band I: Atom- und Molekularphysik. 4. Teil: Kristalle. Herausgegeben von *K. Hellwege*. Mit 930 Abb., XI, 1007 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1955. Moleskin DM 318.—.

Die Tabellen des „Kristall"-Bandes des Standardwerkes beschränken sich nach den einleitenden Worten des Herausgebers auf jene Teile der Kristallphysik, deren Behandlung atomphysikalische Methoden voraussetzt und deren atomphysikalische Deutung so weit entwickelt ist, daß ein einigermaßen abgeschlossenes Bild gegeben werden kann. So darf es nicht wundern, daß Gebiete wie das der Kristallphosphore und das der Halbleiter wegen ungenügender atomphysikalischer Deutungsmöglichkeit in diesen Band nicht aufgenommen wurden.

Ungefähr die Hälfte des Bandes ist der Beschreibung der als gesichert zu betrachtenden Kristallstrukturen gewidmet. Eingeleitet wird dieser Teil durch Tabellen über die Symmetrieelemente, Kristallklassen, Translations- und Raumgruppen. Im anorganischen Teil *(Th. Ernst)* sind in erster Linie die sehr plastisch wirkenden Strukturbilder hervorzuheben, die ohne die Übersichtlichkeit störende Berührung der Kugeln doch die Ionen im richtigen Radienverhältnis wiedergeben. Typenbezeichnung nach den Strukturberichten, eine zwar denkbar kurze, aber wenig aussagende Bezeichnungsweise. Den Substanztabellen der einzelnen Strukturtypen der Reinmetalle sind solche von den entsprechenden Legierungen mit statistischer Unordnung jeweils zweckmäßig angeschlossen. Allgemein sind für die als Muster eines jeden Strukturtyps gewählten Stoffe auch die numerischen Nachbarabstände angegeben. Überall finden sich Hinweise auf verwandte Strukturen. Die sonstigen Gitterdaten findet man dann in den umfangreichen Dimensionstabellen, in welchen die Anordnung nach einem „Laufschema" nicht sehr durchsichtig ist. Man fragt sich z. B., warum $MnWO_4$ (Nr. 1725) unter Mn, dagegen $MgWO_4$, $CaWO_4$ (Nr. $\bar{1}615$ ff) usw. unter W aufscheinen. Warum steht $Cu_2W_{12}O_{40}Si \cdot 27\,H_2O$ (Nr. 2669) nicht wie die sonstigen W-Si-Heteropolyverbindungen unter W (Nr. 1674—1690)? Der Gehlenit (Nr. 827) ist vom Akermanit (Nr. 546) abgetrennt und so vieles andere mehr. Auch ist die Formelschreibung gar nicht einheitlich. Die angeführten Mineralien sind dann allerdings in einem alphabetischen Register, mit entsprechenden Hinweisen auf die Nummern in der Tabelle, zusammengefaßt. Bei den organischen Verbindungen *(E. Hertel)* ist die Übersichtstabelle vorausgestellt. In dieser findet man sich gut zurecht; die Anordnung ist nach Pauschalformelgruppen $C_x\,H_y$, $C_x\,H_y\,O_z$ $C_x\,H_y\,N_z$, $C_x\,H_y\,Hal_z\,N_w$, usw. vorgenommen; innerhalb jeder Gruppe nach stei-

gender C-Zahl (C, C_2, C_4 usw.) in der Bruttoformel. Die Tabellen enthalten die gebräuchlichen Bezeichnungen (bei den organischen Verbindungen nach der Genfer Nomenklatur, auch wissenschaftliche Bezeichnungen und Trivialnamen), Strukturformel, Raumgruppe, Elementarzellendaten und Literaturhinweise. Im organischen Teil folgen nun die Beschreibungen der einzelnen Gitter nach; hier Anordnung nach Kristallsystem, Raumgruppe und Anzahl der Moleküle im Elementarkörper. Auch hier sind die Abbildungen wieder sehr anschaulich und einprägsam gehalten.

Für die Atom- und Ioneninkremente zeichnen *W. Biltz* † und *W. Fischer*, für die Ionen- und Atomradien *S. Koritnig*, für die noch spärlichen Daten über Gitterenergien usw. *K. Molière*. Der kleine Abschnitt über Elektronenemission von Metallen und Metalloiden wurde von *R. Suhrmann*, jener über Energiebänder in Festkörpern von *W. Döring* bearbeitet.

Reichliches Material (200 S.) liegt über die Schwingungsfrequenzen (Raman- und Ultrarotspektren) von anorganischen und organischen Kristallen vor (*H. Seidel;* mit kurzem gittertheoretischen Beitrag von *G. Leibfried*). Die folgenden Abschnitte bringen Diagramme und Tabellen über Röntgenspektren in Abhängigkeit vom Bindungszustand (*A. Faessler;* zirka 100 S.), über Elektronenspektren von Kristallen (*H. Pick, W. Schröck-Viktor;* 80 S.) und die Hochfrequenzspektren in Kristallen (*H. Krüger, U. Meyer-Berkhout;* 40 S.). Abgeschlossen wird der inhaltsreiche Band durch einen speziellen Abschnitt (*F. Stöckmann:* 20 S.) über durch Gitterstörungen erzeugte Absorptionen in Alkalihalogenidkristallen.

Allen Teilen sind knappe, aber aufschlußreiche Erläuterungen, Vorbemerkungen und umfangreiche Literaturnachweise beigegeben. Die Namen der Bearbeiter bürgen für eine erschöpfende und kritische Berücksichtigung des oft schwer zu übersehenden einschlägigen Materials. *F. Machatschki*, Wien

Petrography. An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections. Von *H. Williams, F. J. Turner* und *C. M. Gilbert*. Mit 133 Textabb., X, 406 S. San Francisco: W. H. Freeman and Co. 1954. $ 6.50.

Das vorliegende Werk befaßt sich in erster Linie mit Gesteinsbeschreibungen und nicht mit den Problemen der Petrogenesis, obzwar den Gedanken über Gesteinsbildung genügend Raum gelassen ist. Das Buch weist die übliche Dreiteilung auf. Die Abbildungen sind sorgfältig ausgewählte Dünnschliffzeichnungen.

Den ersten Teil (S. 1—157), der die Erstarrungsgesteine behandelt, verfaßte *Williams*. Im 1. Kapitel, der „Einleitung", finden wir gleich unter dem Untertitel „Die Entstehung der Erstarrungsgesteine" eine Gegenüberstellung von Magma und Metamorphose. Unter „Magma" versteht *Williams* heißes, bewegliches Gesteinsmaterial, gänzlich oder zu beträchtlichen Teilen aus flüssiger Phase bestehend, mit der Zusammensetzung einer silikatischen Schmelze. Eine kurze Beleuchtung von Vulkanismus und Plutonismus folgt. Unter „Magmatische Evolution" werden Differentiation, Assimilation (bei Plutonen hält der Verfasser Aufschmelzungen des Nebengesteins für unbedeutend) und Magmenmischung besprochen. Anschließend finden die petrographischen Provinzen Erwähnung. Am Schluß des 1. Kapitels ist ein Differentiationsschema abgedruckt, in dem drei Stammagmen angegeben werden: olivinbasaltisch, tholeiitisch (hybrid-olivinbasaltisch) und granodioritisch-granitisch. Das 2. Kapitel behandelt „Gefüge und Klassifikation der Eruptivgesteine". Die Gefügebezeichnungen werden im großen und ganzen analog der Nomenklatur nach *Rosenbusch-Osann* wiedergegeben. Die Systematik der Eruptivgesteine wird von verschiedenen Gesichtspunkten aus beleuchtet. *Shands* Klassifikation wird erwähnt, ebenso dessen

Al_2O_3-Sättigungsprinzip. Das C. I. P. W.-System beschließt den Abschnitt, auch werden *Niggli, Osann* und *Wolff* kurz gestreift. Nach *Rosenbuschs* Dreiteilung der Eruptivgesteine schließt sich ein kurzer Hinweis auf die Gefügesystematik an. In diesem Buch wird eine Zweiteilung verwendet: Korngrößen unter 1 mm werden als feinkörnig, alles andere als grobkörnig bezeichnet. Die feinkörnigen Ausbildungen der Plutonite bekommen die Vorsilbe „Mikro". Im Abschnitt über die „quantitative mineralogische Klassifikation" werden einige Einteilungsprinzipien gebracht: Farbe, Feldspat- und Quarzgehalt, nachdem vorher die Rolle der Haupt-, der Nebengemengteile und der Akzessorien erläutert worden war. Die Farbklassifikation wird mit Recht als unglücklich angeführt, wenn kein „Farbindex" beigegeben wird, der in der späteren Systematik immer Verwendung findet. Auch bei den anderen zwei Klassifikationsarten werden die Schwierigkeiten aufgezeigt. Das 2. Kapitel beschließt eine Stellungnahme zur Klassifikation und eine Auseinandersetzung mit der im vorliegenden Buche verwendeten. Diese ist nämlich auf dem „Sippenschema" („Clan concept" nach *Wells* und *Daly*) aufgebaut. Unter „clan" werden chemisch und mineralogisch ähnliche bis gleichwertige Eruptivgesteinstypen, ungeachtet ihrer Entstehung, zusammengefaßt. Ausdrücklich wird noch erwähnt, daß auch die hier angeführte Systematik einer Kritik zugänglich wäre, da ja zwischen den Gesteinen keine scharfen Grenzen bestünden. Vom 3. bis zum 8. Kapitel werden die Gesteine besprochen: Gabbrosippe, Alkaligabbrosippe, Ultramafische Sippe und Lamprophyre, Diorit-, Monzonit- und Syenitsippe, Granodiorit-, Adamellit- und Granitsippe und die pyroklastischen Gesteine. Innerhalb der einzelnen Kapitel beginnt die Besprechung jeweils mit den feinkörnigen Typen und das Hauptgewicht wird auf die oben erwähnte Zweiteilung gelegt. Die bei uns gebräuchliche Belegung altersverschiedener Effusiva mit verschiedenen Namen wird nicht verwendet. Olivinarme bis -freie Basalte werden als Tholeiite bezeichnet *(Deccan, Keweenawan)*. Diabase sind Gänge, der Ausdruck Dolerit scheint nicht auf. Die Granitisation wird an einem Beispiel aus der Gegend des Lake Superior erläutert. Im allgemeinen ist die erfreuliche Tatsache festzustellen, daß keine neuen Namen geprägt wurden, sondern getrachtet wurde, mit einem Minimum auszukommen.

Der 2. Teil des Werkes behandelt die Metamorphite (S. 161—247), von *Turner* verfaßt. Das 9. Kapitel befaßt sich mit den allgemeinen Prinzipien der Metamorphose, deren Arten, mit den Gefügeeigenschaften der metamorphen Gesteine, dem Mineralfaciesprinzip. Wenn auch der allgemeinen Lehre von der Metamorphose viel Raum gelassen wird (scheinbar entgegen den im Vorwort geäußerten Absichten), so ist dies nur zum Verständnis des so wichtigen petrologischen Problems seitens des Studierenden förderlich. Die angeführten Strukturklassen sind: Hornfelse, Tonschiefer, Phyllite, Schiefer, Amphibolite, Gneise, Granulite, Marmore, Mylonite, Kataklasite, Phyllonite. Die chemische Klassifikation stützt sich auf die Tatsache, daß jede der Strukturklassen auf Grund ihrer Mineralzusammensetzung unterteilt werden kann. Die Metamorphite zerfallen in fünf prinzipielle chemische Klassen: pelitisch, quarz-feldspatisch, karbonatisch, basisch und magnesiumreich. Das 10. Kapitel behandelt Hornfelse und Knotenschiefer. Eine reichhaltige Tabelle gibt Aufschluß über die mineralogische Zusammensetzung chemisch verschiedener Hornfelsarten unter verschiedenen im Hornfelsbereich möglichen Mineralfaciesbedingungen. Skarne und Kontaktmarmore kommen auch zu Wort. Im 11. Kapitel finden wir die Besprechung der Kataklasite, Mylonite und Phyllonite, darauf folgen Phyllite und wenig metamorphe Schiefer. Es sind die Gesteine der Grünschiefer- und Albitepidotamphibolitfacies (Phyllite, Glimmerschiefer, Kalkschiefer, Grünschiefer, Mg-Schiefer, Glaukophanschiefer). Den 2. Teil des Buches beschließt die Be-

sprechung der hochmetamorphen Gesteine (hochmetam. pelitische Schiefer, Quarz-Feldspatschiefer, Granulite, Marmore, Amphibolite, Pyroxengranulite, Olivinite, Eklogite). Gneise werden als Quarz-Feldspatschiefer bezeichnet. Wiederum ist eine Erläuterung der Verhältnisse zwischen Mineralfacies und den fünf chemischen Klassen in Tabellenform angeführt.

Teil 3, die Sedimentgesteine (S. 251—384), wurde von *Gilbert* geschrieben. Im 14. Kapitel lesen wir ausführlich über die Entstehungsbedingungen dieser Gesteinsgruppe. Sehr begrüßenswert erscheint die Erwähnung der Abgrenzung: Was ist noch Sediment, was schon Metamorphit? Wir finden die Prinzipien des Transportes, der Ablagerung, der Diagenese erläutert. Im 15. Kapitel, „Zusammensetzung und Gefüge der Sedimente", finden wir Stabilitätsbedingungen angeführt und die Gefügeeigenschaften besprochen, ferner wird Korngröße und Auslese durchgenommen. Die Systematik ist folgende: Sandsteine (Grauwacken, Arenite, Arkosen, Feldspatsandsteine, Quarzarenite, sowie Besprechung des authigenen Zementes in Sandsteinen), Tongesteine (Tonmineralien), Kalksteine (organisch, klastische, aphanitische, Dolomite und dolomitische Kalksteine, authigene Silikate in Karbonatgesteinen), gemischte Sedimente (Kieselsedimente, eisenreiche Sedimente, Phosphatsedimente, Anhydrit und Gips).

Das Buch ist für den Studierenden der Petrographie gedacht und dieser Anforderung wird es voll gerecht. Selbst für den nicht fließend Englisch sprechenden Studenten ist das Buch sehr wertvoll. Es kann durch seine leicht faßliche Stilistik und seine klare Ausdrucksweise einen solchen Leser gut in die englische Fachsprache einführen. Die Verfasser und der Verlag haben sich die größte Mühe gegeben, diesem Lehrbuch einen bleibenden Wert zu geben.

H. G. Scharbert, Wien

The Optical Properties of Organic Compounds. Von *A. N. Winchell*. Zweite, erweiterte und vollkommen durchgesehene Auflage. Mit 153 Textabb., XVIII, 487 S. New York: Academic Press Inc. 1954. Geb. $ 12.—.

Seit dem Erscheinen der ersten Auflage, welche die Beschreibung von 1600 organischen Verbindungen brachte, ist das Material gewaltig angewachsen. So enthält die neue Auflage, die die Zeit bis einschließlich 1952 erfaßt, Daten für über 2500 Verbindungen. Mit Rücksicht darauf, daß die optische Kristallbestimmung in erster Linie eine genaue Kenntnis der Brechungsexponenten erfordert, wurden nur Verbindungen aufgenommen, die dieser Bedingung entsprechen. Die Anordnung der Verbindungen im Hauptteil, der die Einzelbeschreibungen enthält, erfolgte nach *Beilsteins* Handbuch der organischen Chemie; jedoch wurde eine den Isomorphiebeziehungen und Mischkristallbildungen entsprechende Abänderung in der Einteilung der Salze vorgenommen, insofern als hier die wasserfreien Salze gesondert behandelt werden, ebenso die Monohydrate, Dihydrate usw.; selbstverständlich wurden auch die isomorphen Salze zusammengefaßt, so daß nicht etwa die Ammoniumsalze neben die Lithiumsalze kommen. In zwei einleitenden Tabellen wird dargetan, daß die Brechungsindicesangaben, gewonnen von den Bearbeitern keineswegs immer aus charakteristischen Schnittlagen, von den Zusammenstellern internationaler Tabellenwerke einfach als n_γ und n_α angenommen werden, obwohl sie sich vielfach auf n_β oder auf Zwischenrichtungen beziehen. Die Einzelbeschreibungen des Hauptteiles enthalten außer den Brechungsdaten, soweit verfügbar, noch folgende Angaben: Kristallographische Konstanten, Gitterkonstanten, Raumgruppe, Habitus, Spaltbarkeit, Dichte, Schmelzpunkt, Farbe, Doppelbrechung, Pleochroismus. Für Mischkristallsysteme sind auch optische Variationsdiagramme wiedergegeben.

Was an Arbeit geleistet wurde geht daraus hervor, daß das Zitatverzeichnis 769 kritisch gesichtete Nummern enthält.

Eine angeschlossene Bestimmungstabelle ist nach den größten und eine zweite nach den kleinsten Brechungsquotienten geordnet. In diesen beiden Tabellen sind weiterhin der zweite extreme Brechungsquotient, Achsenwinkel, optischer Charakter, Dichte, Schmelzpunkt und Hinweise auf die Seite im Text angegeben.

Der sorgfältig ausgearbeitete Sachindex weist 86 Spalten auf.

Abgeschlossen wird das Werk durch einen ausführlichen Schlüssel zu den zwei großen Bestimmungsdiagrammen. Das erste derselben ist nach Brechung, Doppelbrechung und optischem Charakter aufgebaut, das zweite nach Brechung, optischem Achsenwinkel, bzw. bei optisch einachsigen Kristallen nach der Doppelbrechung. In den beiden Diagrammen ist jede Substanz mit einer Nummer eingetragen, die auf den Schlüssel zu den Diagrammen Bezug nimmt; letzterer bringt wieder für jede Substanz: optischer Charakter, Doppelbrechung, optischer Achsenwinkel, den Brechungsquotienten n, bzw. den Brechungsquotienten n_ω, bzw. den mittleren Brechungsexponenten n_β.

Es ist in dem Werk (neben weiteren Hilfsdaten) jedenfalls alles gebracht und vielseitig dargestellt, was eine optische Bestimmung der in dieser Richtung genügend charakterisierten organischen Kristalle möglich macht.

F. Machatschki, Wien.

Nachrichten.

Am 4. Dezember 1954 starb in Bern Prof. Dr. *Heinrich C. Huttenlocher*, Direktor des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Bern; am 5. Dezember 1954 in Charlottesville, Virginia, Dr. *Charles Palache*, emeritierter Professor für Mineralogie und Kristallographie in der Harvard University; am 18. April 1955 Dr. *O. H. Erdmannsdörffer*, emeritierter Professor für Mineralogie und Petrographie an der Universität Heidelberg.

Am 19. Februar 1955 feierte Hofrat Prof. Dr. *Hermann Tertsch* seinen 75., am 24. Oktober 1955 Prof. Dr. *Hans Leitmeier*, Vorstand des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Wien, seinen 70. Geburtstag.

Die Internationale kristallographische Union lädt zu einem Symposion über die Anwendbarkeit der verschiedenen Methoden der Röntgenstrahl- und Elektronenstrahlbeugung und Elektronenmikroskopie in Madrid ein. Gleichzeitig findet dort eine Versammlung der Kommission für den Kristallographieunterricht statt. Tagungszeit 2. bis 7. April 1956. Für die Tage vor- und nachher sind Exkursionen vorgesehen. Anfragen und Anmeldungen an *M. Abbad*, Secretario del Comité Local, U. I. Cr. Instituto de Fisica „Alonso de Santa Cruz", Serrano 119, Madrid, Spanien, oder an den Landessekretär *F. Machatschki*, Wien I, Universität.

Unter dem Ehrenschutz der Königlich Niederländischen Chemischen Vereinigung und der Niederländischen Naturwissenschaftlichen Vereinigung findet vom 14. bis 19. Mai 1956 in Amsterdam das 6. Internationale Spektroskopische Kolloquium mit umfassendem Programm statt. Alle Interessenten werden gebeten, ehebaldigst Namen, Stellung und volle Adresse bekanntzugeben an: Laboratorium für analytische Chemie, 125, Nieuwe Achtergracht, Amsterdam C 4, Holland.

Der 20. Internationale Geologenkongress findet vom 4. bis 11. September 1956 in Mexiko statt.

Aus Anlaß der Feier des 50jährigen Bestehens veranstaltete die Società adriatica di elettricità einen internationalen Kongreß mit dem Thema „I modelli nella Tecnica", vom 1. bis 6. Oktober 1955 in Venedig. Dazu hatte die Gesellschaft die Mitglieder der Accademia nazionale dei Lincei als Gäste geladen. In Verbindung mit der Veranstaltung in Venedig standen Besichtigungen von Laboratorien und Elektrizitätsanlagen in Padova, Bergamo und Pieve di Cadore.

1953—1955 **Mitteilungen** Nr. 116
der
Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Monatsversammlung am 23. November 1953:
W. Schmidt: Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen in Kolumbien . . . . . S. 407
Monatsversammlung am 14. Dezember 1953:
W. Siegl: Untersuchungen an Pyriten im Auflicht.
Monatsversammlung am 25. Januar 1954:
H. Haberlandt: Neues vom Scheelit . . . . . S. 408
Generalversammlung am 23. Februar 1954: . . . . . S. 411
H. Leitmeier: Untersuchungen an Magnesiten am Nordrand der Grauwackenzone und ihre Bedeutung für die Entstehung der sogenannten Spatmagnesite der Ostalpen
Monatsversammlung am 5. April 1954:
M. Sedlacek: Petrographische Ergebnisse der Forschungsreise Doktor *A. Gabriels* in die südliche Lut und Persisch-Belutschistan . . . S. 412
Monatsversammlung am 17. Mai 1954:
F. Kirnbauer: Kaolinisierung und verschiedene Typen der Kaolinlagerstätten.
Monatsversammlung am 11. Juni 1954:
W. Eigenfeld, Würzburg: Über das metamorphe Grundgebirge des Schwarzwaldes.
Monatsversammlung am 21. Juni 1954:
E. Szádecky-Kardoss, Budapest: Das Verbindungspotential und seine Anwendung in der Geochemie.
Monatsversammlung am 29. November 1954:
A. v. Volborth, Helsinki: Die Mineralparagenese im Lithium-Pegmatit von Viitaniemi (Zentral-Finnland). (Siehe Tscherm. Min. Petrogr. Mitt., Bd. V. 1955, 273.)
Sammlerabend am 13. Dezember 1954: Bericht *Karl Kontrus* . . . . . S. 413
Monatsversammlung am 17. Januar 1955:
G. Horninger, Kaprun: Über Mineralien und Gesteine vom Tauernkraftwerk Kaprun.
Monatsversammlung am 24. Januar 1955:
Chr. Exner: Bericht über eine Reise in Süd-Finnland. Vergleichende kristallingeologische Beobachtungen . . . . . S. 415
Generalversammlung am 21. Februar 1955:
W. Medwenitsch: Altes und Neues über makedonische Erzlagerstätten . S. 418
Sammlerabend am 7. März 1955: Bericht *Karl Kontrus* . . . . . S. 425
Monatsversammlung am 13. Mai 1955:
K. C. Dunham, Univ. Durham, England: Die Entstehung von niedrig temperierten Blei-Zink- und Eisenmineralisationen in Nordengland
Monatsversammlung am 20. Juni 1955:
E. Zirkl: Bericht über eine mineralogische Exkursion in Anatolien . . S. 426
W. Brendler: Bemerkenswerte Mineralfunde aus den österreichischen Alpen S. 429
W. Brendler: Verdienstvolle Helfer der mineralogischen Wissenschaften . S. 430

Monatsversammlung

am 23. November 1953

Vortrag:

Walter J. Schmidt, Wien:

Bericht über lagerstättenkundliche und geologische Forschungen in Kolumbien.

Kurzer Überblick über die geographischen und geologischen Verhältnisse Kolumbiens. Prinzipielle Unterscheidung zwischen den alpinotypen Kordilleren und den kratogenen östlichen Llanos.

Hervorzuheben aus den Kordilleren, daß ein Großteil der epizonalen kristallinen Schiefer wesentlich jünger sein dürfte als bisher angenommen und wahrscheinlich bis in den Jura reicht (Äquivalente des nichtmetamorphen Paläozoikums und Mesozoikums). In einem Fall ist diese Ansicht durch Fossilfunde erhärtet (Triasmarmore bei Gualandey).

Allgemein auffallend ist die ungeheure Mächtigkeit der Ablagerungen der Kreide und des Neogens (letztere zum Großteil Lockersedimente).

Sowohl dadurch als auch durch die ganz junge Morphologie und die noch immer andauernden beträchtlichen tektonischen und vulkanischen Vorgänge machen die Kordilleren den Eindruck des Unfertigen, sozusagen noch im Entstehen Begriffenen.

Die sich angesichts dieser Situation ergebenden Schwierigkeiten für ingenieur-geologische Aufgaben sind bedeutend.

Die bekannten kolumbianischen Erz- und Edelsteinlagerstätten sind — abgesehen von Seifen — entweder an das alte Grundgebirge gebunden oder Folgen der jüngeren magmatischen Tätigkeit.

Die Ausbeutung der Lagerstätten der Buntmetalle und Stahlveredler schwankt stark mit den Verhältnissen am Weltmarkt.

Weitere Lagerstätten von Eisenerzen wären — vor allem für die aufstrebende einheimische Hüttenindustrie — erwünscht. Versuche hinsichtlich der Verwertung vulkanischer Sande mit erheblichem Magnetitgehalt sind im Gange.

Die Ausbeutung der Gold- und Platinseifen erfolgt heute, abgesehen von wenigen, meist kurzlebigen Ausnahmen, nur mehr durch große Konzerne. Von einer abenteuerlichen Atmosphäre ist dabei nichts mehr zu spüren (vielfach schon vollmechanischer Betrieb).

Lagerstätten radioaktiver Minerale sind zweifellos im Grundgebirge der Llanos vorhanden. Ernst zu nehmende Prospektionsversuche diesbezüglich sind, meines Wissens nach, bisher nicht unternommen worden.

Auffallend sind die weit verbreiteten, ganz jungen Lagerstätten von elementarem Schwefel, in Form einer innigen Durchdringung saurer Ergußgesteine und Tuffe (z. B. bei Puracé, mit stellenweise bis 35% Schwefelgehalt, Flotationsaufbereitung unmittelbar bei der Lagerstätte).

Die Graphit-, Asbest- und Glimmerproduktion ist bescheiden, die Prospektion nach selteneren Industriematerialien erst in den Anfangsstadien.

An mineralischen Massenrohstoffen, wie Kalk, Dolomit, Magnesit, Gips, Talk, herrscht vielfach Mangel. Nur Salz ist ausreichend vorhanden.

Von den Tonlagerstätten der Kordilleren (die Llanos kommen derzeit für die Gewinnung von mineralischen Massenrohstoffen infolge ihrer zu geringen Erschließung noch nicht in Frage) ist zu berichten, daß eine gewisse Parallele zu den allgemein geologischen Verhältnissen dieses Gebietes besteht. So wie es sich bei diesem um ein eigentlich noch „unausgereiftes" Gebirge handelt, so sind

auch vielfach die Tone noch „unausgereift". Das heißt, sie stecken vielfach noch im Illitstadium (meist in absteigender Richtung). In vielen Lagerstätten ergibt sich dabei der zwingende Schluß, daß solche Illite nicht allein von Glimmern herrühren, sondern auch von anderen Silikaten, insbesondere von Feldspaten. In der Keramik werden die Illite mit gutem Erfolg verwendet und laufen durchwegs unter der Bezeichnung „Kaolin".

Die hauptsächlichste Ursache für die weit verbreiteten Zersetzungserscheinungen bei den Silikaten muß in den sauren vulkanischen Wässern (z. B. bei Termales mit 1% freier Schwefelsäure und etwa 80° C Austrittstemperatur) gesucht werden, da sich die gleichen Zersetzungserscheinungen über verschiedenste Klimata und Vegetationstypen erstrecken.

Vorkommen von Kohlen verschiedensten Alters und verschiedenster Qualität sind weit verbreitet, aber erreichen selten ein bedeutenderes Ausmaß. In den Gebieten der Kordilleren besteht mit Rücksicht auf die intensive junge Tektonik auch wenig Aussicht auf neue Funde. Nur in den größeren tertiären Becken und über dem Grundgebirge der Llanos wären dazu prinzipielle Möglichkeiten.

Erdöl ist für den Eigenbedarf und etwas Export genügend vorhanden, weitere Prospektionsarbeiten erscheinen aussichtsreich.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß zwar die Zeit der wilden Prospektion vorbei ist, daß aber auf den Geologen und Lagenstättenkundler noch ein gewaltiges Arbeitsgebiet wartet, das sicher auch noch manche Überraschung liefern wird.

Neben ausländischen Fachkräften haben dabei auch kolumbianische Stellen immer größeren Anteil an der lagerstättenkundlichen Erschließung des Landes, vor allem durch den Servicio Geologico de Colombia, unter der tatkräftigen Leitung von Dir. Dr. *H. Hubach*. Es ist zu hoffen, daß die zuständigen Regierungsstellen die ungeheure Wichtigkeit und Bedeutung dieser Einrichtung für die unbeeinflußte Entwicklung des Landes erkennen, sie auch in Zukunft weiter ausbauen und vor allem eine kontinuierliche Arbeit ermöglichen.

Monatsversammlung

am 25. Januar 1954

Vortrag:

H. Haberlandt:

Neues vom Scheelit*.

In den Fluoreszenzspektren der Scheelite von verschiedenen Vorkommen können sowohl im langwelligen als auch im kurzwelligen gefilterten ultravioletten Licht diskrete Emmissionsbanden im Rot, Orangegelb und im Grün bis Grünblau festgestellt werden, welche durch die Anwesenheit von dreiwertigen Seltenen Erden, nämlich von Samarium, Europium (letzteres Element nur im kurzwelligen Ultraviolett kenntlich), Dysprosium, Terbium und Erbium bedingt sind. Ihre Identifizierung ist vor allem auf Grund der Fluoreszenzspektren synthetischer Calciumwolframatpräparate mit kleinen Zusätzen der betreffenden Seltenen Erden möglich. Bei diesen, zumeist auf nassem Wege hergestellten künstlichen Scheeliten wurde auch untersucht, inwieweit sich die zugesetzten Seltenen Erden gegenseitig in bezug auf ihre Fluoreszenzbanden stören und welchen Einfluß ein Gehalt an Molybdän, Blei, Eisen und Mangan auf deren Intensität hat.

* Eine ausführliche Untersuchung der Fluoreszenzspektren von verschiedenen Scheeliten wird gemeinsam mit *A. Schiener* durchgeführt.

Als vorteilhaft hat sich die Einhaltung bestimmter Versuchsbedingungen, und zwar Erhitzung der Proben auf 150° bis 200° während der Beobachtung im kurzwelligen ultravioletten Licht erwiesen, wodurch die Banden der oben erwähnten Seltenen Erden deutlicher in Erscheinung treten. Auf diese Weise ließ sich eine Gruppierung der zahlreichen untersuchten Scheelite von verschiedenen Lagerstätten in bezug auf das Auftreten und die Verteilung von Samarium, Europium, Dysprosium, Terbium und Erbium in den Fluoreszenzspektren vornehmen. Folgende Typen können dabei unterschieden werden.

1. Rottypus mit vorwiegend Samarium neben Dysprosium.

2. Mischtypus mit vorwiegend Dysprosium neben Samarium, Terbium und Erbium.

3. Grüntypus mit Dysprosium (zumeist vorwiegend) neben Terbium und Erbium, welche deutlicher in Erscheinung treten als Samarium, das in besonderen Fällen nicht erkennbar ist.

4. Scheelite ohne Seltene Erden oder besonders arm an solchen zeigen auch keine entsprechenden Banden im Fluoreszenzspektrum.

Die dem Dysprosium zugehörige Bande im Gelb ist bei vielen Scheeliten deutlicher erkennbar als die Banden im Rot von Samarium und die Banden im Grün von Terbium und Erbium.

Scheelite vom Rottypus finden sich in Traversella (Piemont), Zeleznik (Serbien), Schlaggenwald (Erzgebirge), manchmal in Verbindung mit einem höheren Molybdängehalt, der eine weißgelbe bis gelbe Fluoreszenz im kurzwelligen Ultraviolett hervorruft.

Der Mischtypus tritt bei Scheeliten in Paragenese mit sulfidischen Erzen auf. So z. B. in Schellgaden, Lungau, Salzburg, mit Quarz (aufgelassene Goldlagerstätte) oder in Kristineberg, Schweden, mit Pyrit, Turmalin. Hiebei können auch die dem Europium zugehörigen Banden im Rot festgestellt werden. Der Grüntypus findet sich selten ganz rein entwickelt, da zumeist auch Samariumbanden im Rot vorhanden sind.

Bestimmte alpine Kluftscheelite, aber auch pegmatitische hydrothermale Übergangsscheelite zeigen vielfach diesen Typus von Fluoreszenzspektren.

Scheelite, arm oder frei von Seltenen Erden, finden sich innerhalb verschiedener Lagerstättentypen, so z. B. Scheelite aus Aplitgneisen, Kontaktvorkommen im Skarn oder das Vorkommen von San Bernadino County in Kalifornien.

Die Erklärung für die merkwürdige Differentiation der Seltenen Erden ist bisher nicht in einheitlicher Weise zu geben. Obzwar manche Scheelite mit ähnlichen Fluoreszenzspektren auch genetisch ähnlichen Bildungen angehören, ist eine eindeutige Gesetzmäßigkeit bisher nicht zu finden gewesen. Neben geochemischen Faktoren (Art des Zubringermagmas) spielt wahrscheinlich auch die Entstehungstemperatur eine entscheidende Rolle. (Rottypus bei höherer, Grüntypus bei niedrigerer Temperatur). Pegmatitisch-hydrothermale Vorkommen haben andere Fluoreszenzspektren als Kontaktvorkommen (Lit. 1).

Um wenigstens größenordnungsmäßig den Gehalt an Seltenen Erden in den untersuchten Scheeliten abzuschätzen, wurde die Intensität der entsprechenden Banden im Fluoreszenzspektrum bei natürlichen und synthetischen Scheeliten mit bestimmten Zusätzen Seltener Erden verglichen. Zwei modernere Analysen des Seltenen Erdbestandes von Scheeliten können als Anhaltspunkt für die zu wählende Konzentration von Samarium, Dysprosium und Terbium dienen, welche dem synthetischen Calciumwolframat zugesetzt werden.

Unter 1. ist eine spektralanalytische Bestimmung (nach vorheriger chemischer Anreicherung) der Seltenen Erden in einem Scheelit von Forbes Reef, Swaziland, Südafrika) von *J. K. Marsh* (Lit. 2) angeführt.

1. Angaben in Gewichtprozenten

Samarium	$2{\cdot}5 \times 10^{-3}\%$	Erbium	$1{\cdot}5 \times 10^{-3}\%$
Dysprosium	$8 \times 10^{-3}\%$	Europium	$2{\cdot}5 \times 10^{-3}\%$
Terbium	$1 \times 10^{-3}\%$		

Unter 2. eine röntgenspektrographische Analyse der Seltenen Erden eines Scheelites von Kristineberg, Schweden, ausgeführt von *Th. Berggren* und *O. Alveldt,* welche von *E. Grip* (Lit. 3) veröffentlicht wurde.

2.	Sm	$3 \times 10^{-4}\%$	Tb	$8 \times 10^{-5}\%$
	Dy	$8{\cdot}4 \times 10^{-4}\%$	Eu	$5 \times 10^{-5}\%$

Dieser Scheelit enthält außerdem 0·16% FeO.

Es ist auffällig, daß beide Analysen in bezug auf das Mengenverhältnis der angeführten Seltenen Erden mit Ausnahme des Europiums weitgehend übereinstimmen, daß hingegen die absolute Menge der einzelnen Seltenen Erden beim Scheelit von Kristineberg ungefähr um eine Zehnerpotenz niedriger ist als beim Scheelit von Forbes Reef (mit Ausnahme des Europiums).

Es wurde nun versucht, die Schätzung des Gehaltes an den Seltenen Erden Sm, Dy, Tb bei dem Scheelit von Kristineberg durch einen Vergleich der Bandenhelligkeit dieser Seltenen Erden in den Fluoreszenzspektren des natürlichen Scheelits und von Calciumwolframatsynthesen mit bestimmten Zusätzen an den betreffenden Seltenen Erden vorzunehmen.

Zu diesem Zweck wurden zwei Synthesen hergestellt. Die erste mit einem Zusatz von Sm, Dy, Tb gemäß der Analyse 2 (Scheelit von Kristineberg) und die zweite Scheelitsynthese mit einem Zusatz der zehnfachen Menge an denselben Seltenen Erden. Der Eisengehalt des natürlichen Scheelits wurde auch bei den Synthesen durch Zusatz der gleichen Menge berücksichtigt.

Während im Fluoreszenzspektrum der ersten Synthese die Bandenhelligkeit von Sm, Dy und Tb viel geringer ist, als in dem des natürlichen Scheelits von Kristineberg, ergab sich bei der zweiten Synthese eine weitgehend ähnliche Bandenhelligkeit.

Es ist daher anzunehmen, daß die Konzentration der erwähnten Seltenen Erden im Scheelit von Kristineberg in der gleichen Größenordnung liegt wie bei der zweiten Synthese, also die zehnfache Menge an Seltenen Erden enthält wie die Originalanalyse 2 und anderseits der Konzentration der Seltenen Erden im Scheelit von Forbes Reef gemäß der Analyse 1 von *J. K. Marsh* entspricht.

Da auch die Helligkeit der Fluoreszenzbanden von Sm, Dy, Tb beim Scheelit von Forbes Reef mit der des Scheelits von Kristineberg und auch der Synthese 2 vergleichbar und ähnlich ist, ergibt sich damit ein weiterer Anhaltspunkt für die Richtigkeit der Analyse von *J. K. Marsh,* welche die Gehalte an den erwähnten Seltenen Erden in der gleichen Größenordnung angibt wie die Synthese 2, nämlich in tausendstel Prozent.

Bei der Originalanalyse 2 des Scheelits von Kristineberg, nach der nur zehntausendstel Prozent der einzelnen fraglichen Seltenen Erden vorhanden sind, dürfte vielleicht ein Rechenfehler vorliegen, da das relative Mengenverhältnis sonst in großen Zügen übereinstimmt.

Wenn wir nun den Bestand an Seltenen Erden im Scheelit mit dem in anderen Mineralien, wie er von *V. M. Goldschmidt* und Mitarbeitern (Lit. 4) bestimmt ist, vergleichen, so ergibt sich folgendes Bild.

Nach *Goldschmidt* stellt sich das Mengenverhältnis bei einem sogenannten kompletten Erdbestand mit Yttertendenz, z. B. beim Yttrofluorit, wie folgt dar: Es wurden hier nur einige Erdelemente berücksichtigt.

Sm 10, Dy 10, Tb 2, Er 10, Ce 20.

Zum Vergleich sei auch der komplette Erdbestand mit Certendenz (beim Apatit) nach *Goldschmidt* angeführt.

Sm 10, Dy 7, Tb 1, Er 5, Ce 50.

Ferner ein selektiver Erdbestand (beim Thalenit-Typus).

Sm 10, Dy 32, Tb 2, Er 20 Ce 3.

Im Vergleich dazu das Mengenverhältnis nach Analyse 1, Scheelit von Forbes Reef.

Sm 10, Dy 32, Tb 4, Er 6, Ce ungefähr 14.

Nach Analyse 2, Scheelit von Kristineberg.

Sm 10, Dy 28, Tb 3, Ce 31.

Aus dieser Zusammenstellung ist zu entnehmen, daß der Bestand an Seltenen Erden im analysierten Scheelit eine gewisse Ähnlichkeit mit dem kompletten Erdbestand mit Yttertendenz nach *Goldschmidt* hat, wobei allerdings das Dysprosium in viel größerer Menge, etwa wie beim Thalenittypus, im Scheelit vorhanden ist.

Bei der starken Differenzierung der Scheelitvorkommen und bei dem Mangel an exakten Analysen läßt sich vorläufig nur ein sehr beschränkter Vergleich ziehen, der für den Seltenen-Erden-Bestand der Scheelite mit dem Mischtypus in Betracht kommt.

Literatur

1. *Haberlandt, H.*, Chemie der Erde *14* (1941), 107. — 2. *Marsh, J. K.*, Journ. Chem. Soc. *1943*, 577. — 3. *Grip, E.*, Geol. För. Förh. *73* (1951), 455. — 4. *Goldschmidt, V. M.*, und *L. Thomassen*, Vidensk. Skrift. I. Math.-natur. Kl. No. 5, Oslo. 1924.

Generalversammlung.

Magnesitbergbau an der Lamming, Steiermark:

Die Gesellschaft bedauert den Tod ihres langjährigen Mitgliedes Prof. Dr. *M. Stark*. — Ämterverteilung im geheim gewählten Vorstand: 1. Vors. Prof. Dr. *H. Leitmeier*, 2. Vors. Prof. Dr. *F. Machatschki*, 3. Vors. Prof. Dr. *A. Köhler*. Kassier Dir. Dr. *A. Schiener*, Schriftführer Kustos *Dr. H. Scholler*. Weitere Vorstandsmitglieder: Prof. Dr. *H. Haberlandt*, Prof. Dr. *H. Heritsch*, Zentr.-Dir. Dr.-Ing. *H. Karabacek*, Ing. *K. Kontrus*, Gen.-Dir. Hofrat *H. Michel*, Prof. Dr. *F. Raaz*, Ass. Dr. *M. Sedlacek*, Bergdir. Dipl.-Ing. *K. Tausch*. Als Rechnungsprüfer Min.-Rat Dr. *E. Bandl* und Dr. *H. Salzer* wiedergewählt. Die Zahl der Mitglieder ist auf 131 gestiegen. Der bisherige Mitgliedsbeitrag von S 10.— (S 4.— für Studierende) wurde beibehalten.

Neue Mitglieder: *Otto Spiegel*, Doz. Dr. *J. Ladurner*, Prof. *F. Penta*, *Norbert Grögler*, Dr. *A. Preisinger*, Ob.-Insp. *K. Hauer*, Min. und Petr. Institute der Universität Wien, Pfarrer *F. Effenberger*, *Albrecht Taschek*, Min.-Rat Dr. *E. Kern*, Dr.-Ing. *F. Kirnbauer*.

Monatsversammlung

am 5. April 1954

Vortrag:

M. Sedlacek:

Petrographische Ergebnisse der Forschungsreise Dr. A. Gabriels in die südliche Lut und Persisch-Belutschistan.

Der Vortragende berichtet über Untersuchungen an Sand- und Gesteinsproben, die der österreichische Forschungsreisende Dr. *Alfons Gabriel* auf seiner Reise in die südliche Lut und in das persisch-belutschistanische Grenzland im Jahre 1937 aufgesammelt hatte. Einige Angaben hierüber finden sich bereits in dem Buche: *A. Gabriel,* Aus den Einsamkeiten Irans. Stuttgart, 1939. Ausgangspunkt der Reise war Faredj, östlich Bam. Von hier zog *Gabriel* durch die Zanghi Ahmadwüste nach Nasratabad und entlang des Ostrandes der Südlut, die Route von 1933 teilweise berührend, nach Cah Rui. Von Gerr-e safid aus querte *Gabriel* als erster Europäer die Lut in Richtung Keshit. Vor diesem Orte bildeten die Kalut (Wüstenstädte), feinsandige-tonige Sedimente, aus denen der Wind mauerartige Gebilde mit Türmen und Zinnen geformt hat, ein schwer passierbares Hindernis. Von Keshit ging es wieder zurück nach Nasratabad. Mit einer neuausgerüsteten Karawane begab sich *Gabriel* in das Bergland von Hudyan. Diese Gebirgswüste ist vorwiegend aus vulkanischen Gesteinen (Ryolithen, Andesiten, Basalten) aufgebaut. Der höchste Berg ist der 2000 m hohe Rhyolithklotz des Bur-Kuh. Der Reiseweg führte dann weiter in den Bazmanbezirk. Bei Darreh Kishkin wurde ein Granitstock (Hornblendegranit) mit Kontaktgesteinen (Chiastolithschiefer) gequert. Das nächste Ziel war der 3488 m hohe, erloschene Bazmanvulkan, neben dem Taftan und Kuh-e Sultan, der schwerst zugängliche unter den südiranischen Vulkanen. Seit seiner Entdeckung durch Sir *Pearcy Sykes* und *Brazier Creagh* im Jahre 1896 hatte ihn kein Europäer mehr bestiegen. Er besteht aus Daziten und dazitoiden Andesiten. Vom Bazman aus stoßen die Reisenden in abgelegene Gebiete im Norden des Taftan, in das Sarhadd vor, das *Gabriel* im Jahre 1933 flüchtig kennengelernt hatte. Auch in diesen Gegenden des südpersischen Hochlandes herrschen Dazite (Kuh Garoh) und Andesite vor. Schlackenhaufen im abgelegenen Bidistiltal, weisen auf einen alten, primitiven Bleibergbau. In Zahedan wurde die Karawane aufgelöst. *Gabriel* setzte seine Reise nach Afghanistan fort, mußte sie aber wegen Unruhen unter den Eingeborenenstämmen vorzeitig abbrechen.

Das Gesteinsmaterial, welches *Gabriel* von seiner letzten Reise mitbrachte, ist zwar nicht so reichhaltig wie jenes aus dem Jahre 1933, immerhin liefert es einen weiteren kleinen Beitrag zu unseren sehr dürftigen Kenntnissen dieser außerhalb des Wirkungsbereiches südpersischer Erdölgeologen liegenden Gebiete.

Von Interesse sind acht Sandproben — Grob- und Feinsande — aus der Südlut, die sich von den bisher bekannten Wüstensanden durch ihren Reichtum an vulkanischem Material unterscheiden. Außer Gesteinsfragmenten von Andesiten, Daziten, Basalten, Rhyolithen u. a. besitzen sie einen charakteristischen Schwermineralgehalt, der ebenfalls auf vulkanische Ausgangsgesteine schließen läßt. Die Kornverteilungsdiagramme lassen eine gute Sortierung erkennen. Der Abrollungsgrad entspricht der Klasse 4 nach *Szadeczky-Kardoss.* Eine Probe des Kalutsedimentes ist als sandiger Silt zu bezeichnen. Der hohe Abrollungsgrad der Feinsandfraktion macht es wahrscheinlich, daß auch äolisches Material (aeolian silt, Seelöss) beigemengt ist. Die Südlut enthält die

mächtigsten Sandanhäufungen der Erde, mit Dünenhöhen, wie sie kaum in der Sahara anzutreffen sind. Nach *Stratil-Sauer* sind die sandigen Sedimente, welche das Becken der Südlut erfüllen, die eigentliche Quelle für die Sanddünen. Bestimmte Windsysteme räumen diese ursprünglich in Wasser abgelagerten Sedimente aus und häufen sie an bevorzugten Stellen des Beckenrandes zu riesigen Dünen an. Aus der petrographischen Untersuchung ergibt sich, daß der Sand, gleichgültig ob er aquatisch oder äolisch abgelagert bzw. umgelagert wurde, von den Bergen stammt, welche das Becken vor allem im Süden und Osten begrenzen. Die Gesteinsaufsammlungen von *Sven Hedin* und *Gabriel* lassen den hervorragenden Anteil junger Ergußgesteine am Aufbau dieser Randgebirge klar erkennen. Die vulkanische Tätigkeit im südpersischen Raum dauerte von der Kreide bis in die jüngste Vergangenheit. Sie hat ihre Spuren auch in den Sedimenten des Känozoikums hinterlassen. So enthalten die flyschähnlichen Sandsteine (vier Proben) stets tuffogenes Material. Einige Kalkproben dürften der Oberkreide angehören. Auffällig ist das starke Zurücktreten der Metamorphite (Serizit-Graphitquarzit, Chiastolithschiefer). Plutonite sind durch Granit, Syenit und Saussuritgabbro vertreten. Das Hauptkontingent stellen die Vulkanite: Dazite, Hypersthen-Augitandesite, Rhyolithe, die nach ihrem Mineralbestand und Chemismus der Kalkalkalireihe angehören und die wir uns durch Sialaufschmelzung entstanden denken. Eine ausführliche Darstellung wird vorbereitet.

Sammlerabend

am 13. Dezember 1954

Kurzbericht:

Karl Kontrus:

Kupferbergbau Mitterberg am Hochkönig:

Kupferkies: Neuerdings sind im 6. Lauf schöne Kupferkieskristalle in Quarzdrusen gefunden worden. Die sauberen, frei aufsitzenden Tetraeder erreichen eine Kantenlänge bis zu 15 mm und sind häufig mit gut ausgebildeten *Fahlerzkristallen* vergesellschaftet. Letztere werden aber auch in Mesitinspatklüften angetroffen und sind in modellartigen Tetraedern meist einzeln anzutreffen. Größe zirka 8 mm Kantenlänge. Eine solche Stufe wurde gezeigt.

Arsenkies wurde in den Mesitinspatklüften öfter gefunden. Die vorgelegte Stufe zeigt zwei frei aufsitzende Kristalle von zirka 8 mm Kantenlänge.

Zinnober in kleinen gut ausgebildeten hellroten Kriställchen ist auf den Karbonatkristallen der Quarzklüfte verstreut zu finden.

Als besondere Rarität kamen im letzten Jahr sehr schöne *Milleritdrusen* in Mesitinspatklüften vor, welche mit silberweißen, kleinen regulären Kriställchen vergesellschaftet sind. Diese dürften ein Nickelerz sein, vermutlich *Cloanthit*. Eine solche Stufe mit 2 cm langen Haarkristallen von Millerit wurde vorgelegt.

Magnesitbergbau an der Lamming, Steiermark:

Aus der reichen Ausbeute, die dieser Bergbau in den letzten Jahren geliefert hat, wurde aus der Vielfalt der dort vorkommenden *Strontianitfunde* zwei besonders beachtenswerte Stücke gezeigt. *Strontianit in tafelförmigen Drillingsstöcken,* zu Drusen angeordnete Kristalle in pseudohexagonalen Formen, mattfleischrosa bis braun, glasglänzend mit schöner Zeichnung der Basisflächen. Durchmesser bis 5 cm, Dicke zirka 5 bis 6 mm. Aufgewachsen auf sehr großen milchweißen Magnesitkristallen. Die Fluoreszenz im UV-Licht bei zirka 3655 Å ist blaßgrün.

Strontianit in langprismatischen pseudohexagonalen Drillingen mit gut ausgebildeten Basisflächen, hellfleischrot mit braunen Zonen gegen die beiden Basisflächen, aufgewachsen auf zelligem Dolomit. Viele glasglänzende Kristalle einzeln oder in Drusen von 2 cm Länge und 6 mm Durchmesser.

Cölestin teils in losen milchweißen glasglänzenden Kristallen, welche in Dolomit eingewachsen sind, teils engverwachsen mit spießigem, blaßrosa Strontianit. Die Kristalle meist ausgelaugt, zerfressen, vereinzelt sehr gut erhalten, bis 5 cm lang und 3 cm dick werdend.

Habachtal, Pinzgau:

Sphendruse mit Adular und Clorit auf aplitischem Amphibolschiefer. Fundort: Südostseite der Hohen Fürlegg ober dem Habachkees. Die bis 3 cm langen Zwillinge langgestreckt, hellgrün, durchsichtig bis durchscheinend, Spitzen braun gefärbt, diamantglänzend, wenig mit Chlorit bestäubt. Einzelne Kristalle der reichen Stufe von Edelsteinqualität.

Sphendruse auf Amphibolit mit Periklin und Chlorit. Fundort: gegenüber der Maieralm, orographisch linke Talseite, 80 m über Talsohle. Den überaus reichen Fund machte Herr *Alfons Wurnitsch,* Habachklause, Pinzgau. In einer großen Periklinkluft mit bis 5 cm langen, schönen Periklinkristallen, zahlreiche bis 4 cm lange Sphenzwillinge von diamantglänzender Oberfläche, braun bis gelbgrün, teils durchsichtig von herrlicher Beschaffenheit. Die größte Stufe dieses Fundortes im Gewichte von 40 kg erwarb das Kärntner Landesmuseum. Es wurden zwei Belegstücke mit einzelnen großen aufgewachsenen Sphenzwillingen vorgelegt.

Bergkristall mit Rutileinschluß. Fundort: Habachkees. Dieser 12 cm lange Kristall wurde vorgelegt, weil er ein selten schönes Stück eines ganz mit roten Rutilnadeln durchzogenen klaren Bergkristalls ist.

Trepča, Macedonien. Aus diesem reichen Mineralfundort konnten einige schöne Stücke vorgelegt werden:

Magnetkies in hexagonalen großen Kristallen bis 8 cm Kantenlänge sowie zwei Stufen mit noch gut erhaltenen glänzenden Drusen tafeliger Pyrhotine.

Arsenkies mit Pyrit, Zinkblende, Manganspat, Quarz. Die Stufe ist durch ihre reiche Paragenese und ihren Farbenreichtum bemerkenswert.

Zinkblende mit Plumosit. Große, schwarze, diamantglänzende Kristalldruse, eingewachsen in langhaariges Federerz.

Diverse Fundorte:

Axinit. Von Herrn *Madritsch* in Lienz wurde auf der Schleinitz, nördlich Lienz, ein Axinitfundort angegeben, von dem ein Belegstück vorgelegt wurde. Die Kristalle sind nelkenbraun, ähneln sehr dem Dauphinéetypus und werden bis daumennagelgroß. Die Paragenese der in Grünschiefer liegenden Klüfte ist: Kleiner Adular mit Byssoliteinschluß, Epidot, Axinit mit Byssoliteinschluß.

Milarit. Ein Mineral, das bisher in den Ostalpen nicht aufgefunden wurde, ist von Herrn Prof. *Johann Ruggenthaler* aus Virgen in einer Quarzkluft aus dem Kalkglimmerschiefer der Nordwand des Säulkopfes aufgefunden worden. Der Berichterstatter hat die Druse aus dem viele hunderte Kilo schweren Kluftinhalt des Fundes herausgefunden. Die Milaritdruse sitzt in Form eines siebenstrahligen Sternes auf einem Kristallstock von wasserklaren kleinen Bergkristallen. Durchmesser der sternförmigen Milaritdruse zirka 10 mm. Längster Kristall zirka 7 mm × 1·5 mm, wasserklar bis milchig. Härte zirka 6. Die

Flächen $b = (11\bar{2}0)$, $r = (10\bar{1}1)$, $o = (0001)$ [1] deutlich am Kopf des größten Kristalls zu erkennen.

Eine Röntgenaufnahme soll die Bestimmung noch bestätigen.

Es wäre dies also der erste Fall, daß das sehr seltene Berylliummineral auch in Österreich gefunden wurde.

Monatsversammlung

am 24. Januar 1955

Vortrag:

Ch. Exner:

Bericht über eine Reise in Süd-Finnland. Vergleichende kristallingeologische Beobachtungen.

Anläßlich des VI. Nordischen Geologentreffens in Helsinki im Mai und Juni 1954 wurde eine Übersicht über die in den letzten 20 Jahren gewonnenen geologischen Aufnahmsergebnisse in den Svecofenniden Südfinnlands vermittelt. Der Berichterstatter nahm zunächst an einer allgemeinen Einführungsexkursion teil, die der finnische Staatsgeologe *A. Simonen* von Turku über Tammela-Kalvola, bothnische Schieferserie bei Tampere, zentralfinnisches Granitgebiet, Granodiorit und Helsinkite von Aulanko nach Helsinki führte. Von Prof. *E. Wegmann* an den finnischen Staatsgeologen *M. Härme* empfohlen, konnte der Berichterstatter dann auf einer Spezialexkursion unter Führung von *M. Härme* und in Zusammenarbeit mit den betreffenden, die Lokalgebiete bearbeitenden Geologen, einen Einblick in manche Detailfragen und Vergleichsbeziehungen zu den österreichischen Kristallingebieten erhalten. Diese zweite Exkursion führte uns von Helsinki ins Pyroxengneisgebiet von West-Uusimaa, ins tektonisch hochinteressante Gebiet von Lohja, ferner zum svecofennidischen Gneisdom von Mustio (= Svartåkuppel), ins klassische Gebiet von Orijärvi und durch die Migmatitgebiete nach Turku. Die hilfsbereite geologische Führung und große Gastfreundlichkeit der finnischen Kollegen hat zum guten Gelingen der Reise wesentlich beigetragen.

Die Stratigraphie ist heute einfacher als zu Zeiten *Sederholms*. Eine einzige Geosynklinalformation (Grauwacken und hauptsächlich basische Vulkanite) mit drei nachfolgenden granitischen Intrusionen (syn-, spät- und postmagmatische Granite) kennzeichnet den Svecofenniden-Zyklus. Die Tampere-Schiefer mit *Corycium enigmaticum* repräsentieren schwach metamorphe Glieder (bothnische Serie) und die südfinnischen Leptite stark metamorphe Glieder (svionische Serie) der svecofennidischen Geosynklinalablagerungen. In diese geosynklinalen Schieferserien intrudieren zunächst granodioritische Magmen. Es handelt sich um Granodioritgneise („Oligoklasgranite" der alten finnischen Geologen), die in Südfinnland sehr allgemein als Gneise mit flächigem Parallelgefüge entwickelt sind (synkinematischen Intrusionen). Jünger ist der sogenannte Mikroklingranit (oder Granit vom Küstentypus), der zumeist makroskopisch regellos körnige Ausbildung aufweist (spätkinematische Intrusion). Der spätkinematische Mikroklingranit zeigt allgemein Kalifeldspatvormacht, besitzt große Kalifeldspatindividuen und viele Pegmatite. Die berühmten Migmatitbilder aus den klassischen Arbeiten *Sederholms* gehören zum größten Teil den Intrusions- und Granitisationszonen dieses spätkinematischen Mikroklingranits an. Er in-

[1] *Niggli, Königsberger, Parker.* Die Mineralien der Schweizer Alpen I, Seite 73 und 76.

trudiert in die präexistierenden Schiefer und Granodioritgneise und verdrängt diese metasomatisch. In allen Schattierungen und Größenordnungen sind die metasomatischen Verdrängungstexturen beobachtbar. Im Gegensatz zu manchen alpinen Zweifelsfällen sind in Südfinnland die metasomatischen Verdrängungstexturen genetisch eindeutig, weil der Mikroklingranit in geschieferte Gesteine eindringt, selbst jedoch in den meisten Fällen keinerlei Verschieferung zeigt (z. B. die eindeutigen Forellenmigmatite des Kakolagranits in Turku und Umgebung! und viele andere Beispiele mehr). Der spätkinematische Mikroklingranit nimmt große Areale ein und zeigt häufig unscharfe Grenzen gegen das Nebengestein. Die postkinematischen Mikroklingranite (z. B. Onasgranit) beschränken sich auf kleinere Areale und sind scharf gegen das Nebengestein abgegrenzt. Sie bilden Diapir-Plutone. Der Rapakiwi-Granit zeigt als postkinematischer Granit der Kareliden-Orogenese die Erscheinungen hochtemperierter, typisch magmatischer Erstarrung: Scharfe Begrenzung gegen das Nebengestein, Seltenheit der Pegmatite, Reichtum an Orthoklas, idiomorphe Ausbildung des Quarzes und texturelle Übergänge zu Effusiven (Quarzporphyre).

Die Mehrheit der Leptite wird von den jüngeren finnischen Geologen als metamorphe Abkömmlinge von Arkosen gedeutet, weil Übergänge zu den weniger metamorphen und deutlich klastischen Arkosehorizonten der Tampere-Schieferzone bestehen. Abkömmlinge saurer Vulkanite kommen in den Leptiten auch vor und sind an Relikten erkennbar. Schon die alten finnischen Geologen deuteten die Lepite mit Al_2O_3-Überschuß (Almandin-, Cordierit- und Sillimanitführende Leptite) sedimentogen; diese Vorkommen faßte man früher als Ausnahmen, heute faßt man sie jedoch als die Regel auf, da die feldgeologischen Untersuchungen sehr enge Beziehungen der Leptite zu zweifellos sedimentogenen Gesteinsserien anzeigen. Fremdartig ist für uns eigentlich bloß der Name „Leptit". Die betreffenden Gesteine sind in analoger Ausbildung in den Schiefergneisen des niederösterreichischen Waldviertels häufig (z. B. die vom Vortragenden im mittleren Kamptal untersuchten „Gneisquarzite und quarzitischen Gneise": kleinkörnige, glimmerarme Plagioklasgneise). Die „Glimmerschiefer" der finnischen Geologen entsprechen im allgemeinen unseren Paragneisen (Biotitplagioklasgneisen). Der Kalifeldspat mancher Diopsidgneise, die aussehen wie im niederösterreichischen Waldviertel, wird von *M. Härme* klastisch gedeutet. Überhaupt bemühen sich die derzeit feldgeologisch arbeitenden finnischen Geologen, möglichst viele sedimentäre Texturen und Stoffrelikte in den metamorphen Gesteinen zu finden, wobei manches anders gedeutet wird, als es bei uns üblich ist. Imponierend sind die klastischen Relikte in den Amphiboliten: Metamorphe basaltische Tuffe, Tuffite, Laven mit Reliktstrukturen, Agglomerattexturen mit Übergängen zu flasrigen Amphiboliten; ferner vulkanische Bomben, Xenolithe aus dem ältesten granitischen Untergrund, Übergänge von Laven zu hypabyssischen Intrusivmassen (Gabbro, Peridotit).

Anschließend an die tektonischen Untersuchungen *E. Wegmanns* haben die finnischen Aufnahmsgeologen zahlreiche flachachsig gefaltete Gebiete in den Svecofenniden aufgefunden und kartiert. Abgedeckte geologische Karten im Maßstabe 1 : 100.000 mit Eintragung der beobachteten Texturen, einschließlich Faltenachsen, liegen bereits publiziert vor. Die hochinteressanten Übersichtskarten im Maßstabe 1 : 400.000 befinden sich noch in Vorbereitung, konnten aber schon teilweise eingesehen werden. Wir lernten mehrere dieser flachachsig gefalteten Gebiete kennen. In den flachachsig gefalteten Regionen (z. B. Umgebung von Tampere und Umgebung von Orijärvi-Aijala) ist die sonderbare Erscheinung zu beobachten, daß die Streckung der Gerölle in den Konglomeraten, die Elongation der Biotite und Hornblenden und das lineare Zeilengefüge der Schiefer und Gneise vertikal

orientiert sind, also annähernd senkrecht zur feldgeologisch erwiesenen, durch Kartierung gut belegten Hauptfaltenachse. Wie diese vertikale Lineation in flachachsig gefaltetem Gebiete entsteht, sieht man vortrefflich in den Aufschlüssen der Tampere-Warwenschiefer am Ufer des Näsijärvi. Die flachachsige Faltung wurde sehr exakt durch *A. Simonen* mittels der Richtung des Graded bedding (rhythmische Sedimentationsschichtung mit klimatisch bedingter gesetzmäßiger Abnahme der klastischen Korngrößen von der grobkörnigen Frühjahrssedimentation bis zum feinen Schluff im Winter) rekonstruiert. In den steilstehenden, E—W streichenden Warwenschiefern kann das „Oben" und „Unten" der Schichten, wie wir uns an den Aufschlüssen überzeugen konnten, eindeutig fixiert und demnach der Faltenbau um die horizontalen E—W streichenden Faltenachsen nachgezeichnet werden. In diesen Schichten zeigen sich nun Querfalten, Verdrückungen, Knitterungen und Verbiegungen um vertikale Achsen. Es handelt sich offensichtlich um einen Bauplan B′ senkrecht oder schräg B, also um Einengungstektonik mit Faltung um horizontale Achsen zwischen beweglichen Ufern. Dies scheint überhaupt der Baustil des tieferen Grundgebirges zu sein und das alte Rätsel der vertikalen Texturen in den Grundgebirgssockeln der Erde läßt sich durch Einengung zwischen beweglichen Ufern recht plausibel erklären. Die alte Ansicht von *Sederholm*, daß die Tampere-Warwenschiefer en bloc vertikal umgekippt wären, ist durch die neueren genauen tektonischen Untersuchungen also unhaltbar geworden. Ebenso wird auch niemand mehr in den Alpen behaupten wollen, daß die steilen Grundgebirgstexturen der Ötztaler- und Silvrettamasse durch nachträgliche Kippung ihre heutige Stellung erhalten haben. *O. Schmiedegg* hat schon vor vielen Jahren gezeigt, daß der steilachsige Schlingenbau der Ötztaler Alpen durch Einengung zustande gekommen ist, ohne großräumige sekundäre Kippung.

Von der sekundären, hydrothermalen Natur der Helsinkite (z. B. hydrothermale Umwandlungszonen ganz lokaler Art im Granodiorit, sekundäre Albit-Epidotäderchen in migmatischem Granit, deutliche Kluftbreccien mit Albit als sekundäre Hohlraumausfüllung) konnten wir uns vorzüglich überzeugen. Dies war für den Berichterstatter sehr lehrreich, denn er war bisher der Meinung, daß die nordische Grundgebirgsgeologie eine Stütze für die piezzokristallinen Theorien in den Alpen biete, da sich mehrfach diesbezügliche Meinungen und auch Literaturhinweise vorfinden. *P. Eskola* hat seine einstige Bezeichnung „Helsinkitfazies" schon vor Jahren gestrichen, weil es sich herausstellte, daß die ältere Deutung, wonach Epidot und Albit primär magmatisch aus einem „Helsinkitmagma" kristallisieren, nicht haltbar ist. Auch in den Gesprächen mit den finnischen Kollegen hat der Berichterstatter die Überzeugung gewonnen, daß ein „Helsinkitproblem" gar nicht mehr existiert. Es taucht zwar noch in der neuesten französischen Literatur auf (*J. Orcel-A. Sandrea,* 1952), aber wir sollten uns darüber klar sein, daß in den maßgeblichen Ländern Skandinaviens, wo die Helsinkite anstehend gefunden und studiert werden, dieses Problem für erledigt gilt.

Einblick in die feldgeologische Arbeitsweise an der Grenze zweier verschiedener Mineralfaziesgebiete erhielten wir unter Führung von *K. Parras* zwischen der gewöhnlichen Amphibolitfazies der Svecofenniden und dem etwas abweichenden Gebiet der Pyroxengneise von West-Uusimaa. Es zeigt sich, daß auch im klassischen Lande der Mineralfazieslehre eine scharfe Abgrenzung nicht möglich und auch gar nicht im Sinne dieses Prinzipes liegt. In dieser Hinsicht besteht beste Übereinstimmung mit den eigenen Erfahrungen des Berichterstatters. Das Mineralfaziesprinzip ist in regionalmetamorphen Gebieten nicht dazu da, um Kleinkartierungen auszuführen und durch mehr oder minder willkürliche, viel zu weitgehende Subfaziesgliederung Unsicherheit zu erzeugen, sondern um deut-

liche geologische Komplexe voneinander zu sondern, wo diese regional tatsächlich mineralfaziell unterscheidbar sind. Im 100-m-Bereich werden die mineralfaziellen Grenzen häufig unsicher bleiben.

Mit besonderem Interesse folgten wir der Führung von *T. Mikkola* im Gebiete um Orijärvi und erhielten Einblick in das feldgeologische Erscheinungsbild und die Problematik der (Mg, Fe)-Metasomatose, worüber an anderer Stelle ausführlicher berichtet werden wird.

Die Fragen der Polymetamorphose in den Migmatiten Südfinnlands wurden von *E. Wegmann* vor 25 Jahren aufgerollt und stehen heute im Brennpunkt des Interesses, vor allem auch bezüglich unserer alpinen Arbeiten. Diesbezüglich wurden mit *M. Härme* zahlreiche Beobachtungen angestellt.

Die Reise wurde vom Direktor der Geologischen Bundesanstalt in Wien angeregt und von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und vom Bundesministerium für Unterricht subventioniert.

Diskussion: *Leitmeier, Schmidegg, Clar, Haberlandt, Schiener, Exner.*

Generalversammlung

am 21. Februar 1955

Die Gesellschaft bedauert den Tod des Mitgliedes Ob.-Insp. *Karl Hauer.* — Ämterverteilung im geheim gewählten Vorstand: 1. Vors. Dir. Dr. *A. Schiener,* 2. Vors. Prof. Dr. *H. Leitmeier,* 3. Vors. Prof. Dr. *F. Machatschki.* Kassier Kustos Dr. *H. Scholler,* Schriftführer Ass. Dr. *M. Sedlacek.* Dem bisherigen Vorstand hinzugewählt wurden Prof. Dr. *B. Sander* und Kustos *Dr. W. Freh.* Zu Rechnungsprüfern wurden Min.-Rat Dr. *E. Bandl* und Dr. *H. Salzer* wiedergewählt. Die Mitgliederzahl ist auf 136 gestiegen, der bisherige Mitgliedsbeitrag wurde beibehalten.

Neue Mitglieder: *Hilmar Stanger,* Dr. *Ilse Sacher,* Doz. Dr. *E. Prutscher,* Dr. *Georg Gasser; Karl Brauner,* Dr. *A. v. Volborth,* Ob.-Baurat *Friedrich Benesch.* Ausgetreten: Prof. Dr. *L. Kober.*

Vortrag:

Walter Medwenitsch:

Altes und Neues über makedonische Erzlagerstätten.

Mit 2 Textabbildungen

Der Vortragende bereiste in den Sommern 1953 und 1954 Jugoslawisch-Makedonien auf Einladung der Serbischen Akademie der Wissenschaften in Beograd und des Geološki Zavod Makedonija in Skopje mit der Zielsetzung, eine tektonische Übersicht dieses Landes zu geben. Angeregt und weitgehend unterstützt wurde diese Arbeit von Prof. *L. Kober,* Wien, und Prof. *K. V. Petković,* Beograd. Meine Reisebegleiter waren Dr. *K. Jenko* (Skopje), *J. Pendžerkovski* (Skopje) und *B. Sikošek* (Beograd). Auf unseren weiten Reisen in Makedonien wurden zahlreiche Lagerstätten berührt und mehrere auch besucht. Viele der Detailangaben verdanke ich Dr. *K. Jenko.*

In den südlichen Dinariden Jugoslawiens zeigt das Kartenbild eine Änderung des geologischen Bauplanes. Der dinarische Kalkkarst wird an der Linie von Peć von kristallinen Serien abgelöst. *F. Nopcsa,* 1921, verbindet noch das makedonische Kristallin mit dem der Rhodope. 1924 erkennt *F. Kossmat* die selbständige Stellung der „pelagonischen Masse", getrennt durch die steil gestellte Vardarzone vom Rhodopekristallin. 1931 vermutet *L. Kober* im pelagonischen

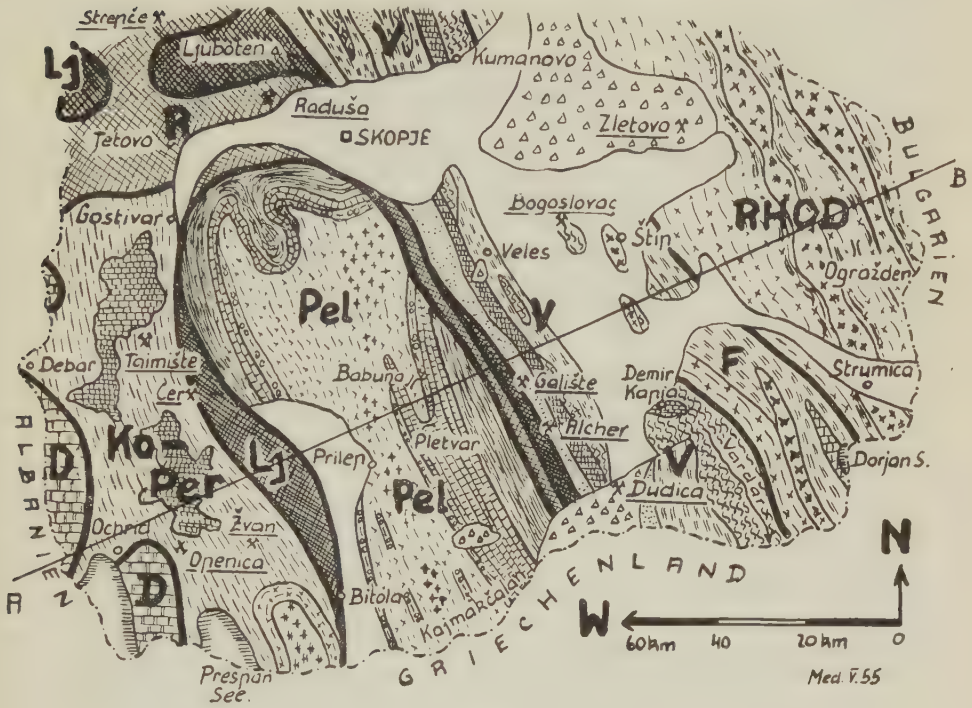
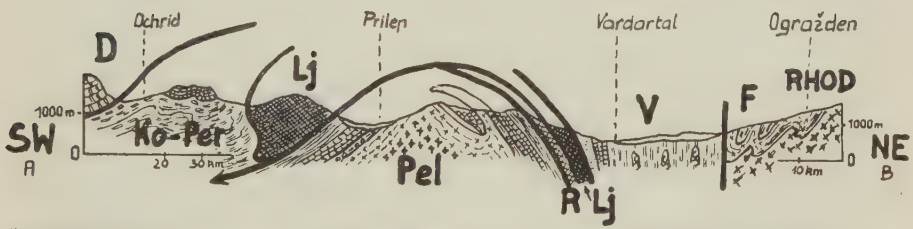


Abb. 1.



DINARIDEN:

DEBARZONE **D**
- Mesozoikum (Verfener Schf.+)

LJUBOTENDECKE = KRUŠEVO-GNEISKEIL = ELENSCHUPPE **Lj**
- Mylon. Altkristallin (+Marmor)

KORAB-PERISTER SERIE **Ko-Per**
- Mesozoikum, schwach metamorph.
- Paläozoikum
- Para-Dachserie + Amphibolite
- Peristergranit.

RADUŠA DECKE **R**
- Paläoz. Schiefer, Serpentin, Zedenkalk (Mesoz.?)

VARDARZONE **V**
- Andesit.
- Oberkreide (Gosau).
- Metam. Mesozoikum. Jura v. Demir Kapia.
- Paläoz. Schiefer.
- Ophiolithe Grünschiefer. Serpentin.

PELAGONIDEN **Pel**
- Obere Schieferhülle (Trojarciserie – Mesoz.?)
- Pletvarmarmor (Mesoz.?)
- Altes Dach.
- Pelagonide Gneise.
- Pelagonide Granite (Prilep-Granit).

RHODOPIDEN:

FURKA RANDZONE **F**
- Mesozoikum (Dorjan See).
- Paläoz. Schf. + Verrucano.
- Paragneise, Dachserien.
- Furkagranit

RHODOPE **RHOD**
- Andesite, jünger Basalte.
- Paragneise + Amphibolite.
- Rhodope-Orthogranit (variszisch)

Med. V. 55.

Abb. 2.

Massiv ein pennines Fenster, 1952 sieht er in ihnen variszische Metamorphiden. *K. V. Petković* lehnt jede Fensterdeutung der Pelagoniden ab und sieht pelagonisches Massiv wie Rhodope als absolut gleichwertige Kristallinkörper.

Unsere Problemstellung war damit klar gegeben: Sind die Pelagoniden ein prätektonisches Kristallinmassiv im Sinne von *F. Kossmat, K. V. Petković,* bis an die Ägäis sich erstreckend und möglicherweise in Kleinasien fortsetzend, oder sind sie im Sinne *L. Kobers,* 1931, oder *L. Kobers,* 1952, Metamorphiden (tiefster Orogenteil mit durch Orogenese bedingter Metamorphose). Unsere Antwort ist: *Die Pelagoniden sind Metamorphiden.* Diese Position ist durch die altkristalline Umrahmung und Überschiebung (Elenschuppe—Ljubotendecke- Kruševo Gneiskeil) des pelagoniden Kristallins eindeutig bestätigt. Es ist hier nicht der Platz, im Einzelnen das Für und Wider abzuwägen: Das *Ergebnis* unserer Arbeit ist in den zwei beiliegenden Skizzen, einem Tektonogramm und einem Sammelprofil niedergelegt (Abb. 1 und 2).

Die einzelnen Gesteinsserien sind stratigraphisch-petrographisch wohl charakterisiert. Jede dieser Zonen hat ihre bestimmten Lagerstättengruppen. So ist der Weg unserer Besprechung gekennzeichnet. Die wichtigsten Lagerstätten sind auf unserer Kartenskizze eingetragen.

a) *Rhodopiden:* Granitkerne stecken in Paraserien (basal Amphibolite) mit auflagernden paläozoischen Schiefern. Die Rhodopegranite sind grobkörnige Orthogranite, zum Teil mit roten Feldspäten; schön zu ersehen im Gebiete von Carevo Selo, von Strumica. Sie sind in bereits metamorphe Serien intrudiert und haben *keine* mit diesen gemeinsame Überprägung mehr erfahren. Zweifellos liegt präalpine, variszische Tektonik vor. Gebunden an die W—E-streichende Depression des Skopjer Tertiärbeckens — es verläuft parallel der Senke von Peć — erfolgten mächtige tertiäre trachyandesitische Ergüsse. Ihnen sind als Jüngstes Kuppen von Basalt aufgesetzt. An diese trachyandesitischen Ergüsse sind die Kupferkies-, Pyrit- und Bleiglanzvererzungen im Gebiete von *Kriva Palanka* (E von Kumanovo) und die große Bleiglanz-Zinkblendelagerstätte von *Zletovo* (N von Štip) gebunden. Kriva Palanka steht im Stadium des Schurfbaues und soll günstige Aspekte ergeben. Zletovo — hier fällt als Gangart vor allem Baryt auf — ist eine großzügig aufgeschlossene und abgebaute Lagerstätte. Die Konzentrate werden in Trepča verhüttet. Die Flotationsabgänge in Zletovo enthalten 7 bis 8% Mn bei 15 bis 22% Fe (Pyrit, Magnetkies). Bei der heutigen Erzeugung dieser Flotationsanlage gehen zusammen mit Trepča 30.000 t Manganmetall verloren. Versuche sind im Gange, dieses Mangan nach einem abgeänderten Dithyionatverfahren bei Verlust des Eisens zu gewinnen.

Mit Annäherung an die Vardarzone zeigen die Rhodopiden eine lebhaftere Tektonik mit Schuppen- und Bruchzonen. Die *Furka Randzone* mit einem Schichtbestand von Furkagranit, Amphiboliten, Paragneisen, paläozoischen Schiefern (Silur — Devon?) mit Grünschiefern und Serpentinen, permischen Sandsteinen und Mesozoikum kann vom eigentlichen Rhodopekristallin abgetrennt werden. Westlich von Štip liegt in einem größeren Serpentinkörper die *Serpentinasbest*lagerstätte von *Bogoslovac.* Der Serpentinkörper ist zur Antiklinale mit NNW—SSE-Streichen aufgewölbt, in drei Lager schuppenartig zerlegt, getrennt durch stärkere Verquarzung. An den Quetschzonen Edelserpentin, der nur viele kleine, nicht bauwürdige Asbestfasern zeigt. Die Asbestfasern stehen senkrecht zum Druck. Im dunklen Serpentin liegt der abgebaute schöne Asbest mit durchschnittlich 3 bis 5 mm Faserlänge. Der Abbau erfolgt hauptsächlich im ersten (8 bis 16 m) und zweiten Lager (10 bis 16 m). Das Hauwerk wird gemahlen und flotativ aufbereitet. Der Tagbau ist noch in der Ausrichtung. Der Serpentinkörper taucht unter das Tertiärbecken von Sv. Nikola (bei Štip). Dessen

basales Obereozän führt Gerölle von Štiper-Granit, ebenso dort aufgeschlossenes und fossilbelegtes Neokom. Damit ist das bisher angenommene tertiäre Alter des Štiper-Granites widerlegt.

b) *Vardarzone:* Sie trennt Rhodope und Pelagoniden, ist die Fortsetzung der inneren bosnischen Schiefer- und Hornsteinzone und setzt sich weiter nach Griechenland auf die Chalkidike fort. Die Schichtfolge reicht lückenhaft vom Paläozoikum bis in die Oberkreide. Paläozoische Schiefer mit Grünschiefern und Serpentinen sind mit mesozoischen, schwach kristallinen Kalken intensiv verschuppt, fossilbelegte Gosau transgrediert. Der tiefere Teil der Vardarzone konnte als Radušadecke abgetrennt werden, die in ihrem Schichtbestand weitgehende Beziehungen zur Vardarzone zeigt.

Mit diesen Serpentinen ist die noch immer wichtigste makedonische Lagerstättengruppe verknüpft, die *Chromitlagerstätten,* deren eingehende Untersuchung und Darstellung wir *G. Hiessleitner* verdanken. Ich erinnere nur an den Bergbau von *Lojane* und die kleineren Gruben S von *Veles* zwischen *Alchar* und *Rožden.* Die flözartige Lagerstätte von Lojane liefert hauptsächlich noch Wascherz, während in der südlichen Vardarzone wohl Schurfarbeiten umgehen, aber keine nennenswerte Substanz ergeben haben. Weiters finden sich gebunden an die Serpentine die kryptokristallinen *Magnesite* Typus Kraubath, im südlichen Teil wohl bekannt aber unbedeutend, N von Skopje zwischen Uroševac und Priština in mehreren kleinen Bergbauen neben Chromit gewonnen. In Kraljevo (Südwest-Serbien) wird dieser Rohmagnesit zu Sintermagnesit und Formsteinen verarbeitet. Dann ist bei *Galište* (W von Kavadarci) ein mit Mn-Pigment und Quarz stark verunreinigter *Talk* im Abbau. Er wird in Deutschland zur Herstellung von Spezialkeramik verwendet. Der Talk von Galište ist an Serpentin an der Grenze zur Oberkreide gebunden. Von zahlreichen Stellen (im Raume Priština—Uroševac, Raduša, S von Veles) sind kleine *Fe-Ni-Oolithlagerstätten* von Serpentinabkunft bekannt, aber nicht im Abbau, wie z. B. in Larymna (Griechenland), da die entsprechende Industrie fehlt.

Alchar (W von Demir Kapia) ist eine altbekannte Lagerstätte mit Antimonit, Arsenkies und Auripigment; nach *F. Kossmat,* 1924, im wesentlichen ausgebaut, in letzter Zeit wieder in Untersuchung. Sie steht in Verbindung mit dem trachyandesitischen Vulkanismus, wie die Kupferlagerstätte *Dudica* (vom Typus Bor) SW von Devdelija. Diese wird in letzter Zeit äußerst intensiv, auch geophysikalisch, untersucht. Nach Kupfer wird in Jugoslawien eifrig geschürft, da die Kupfergehalte in Bor ständig absinken. Bei *Cerova Poljana* (an der griechischen Grenze im Kajmakčalangebiet) wurde eine kleine an Trachyandesite und ihre Tuffe gebundene *Halloysit*lagerstätte erschlossen. Doch ist ihr Umfang für einen Abbau zu gering.

c) *Debarzone:* Sie entspricht den dinarischen Kalkdecken, liegt mit Diskordanz und Mylonitzone über den paläozoischen Schiefern der Korab-Peristerserie und zeigt ein typisch südalpines Mesozoikum mit Werfener Schiefer, Muschelkalk, Raiblerschichten, Dachsteinkalk, Jura und Kreide (Gosau). In ihr sind kaum Lagerstätten bekannt.

d) *Korab-Peristerserie:* Sie ist die zweithöchste Decke im Bereiche der makedonischen Pelagoniden. Die kristalline Basis bildet der Peristergranit mit seinen Dachgesteinen (Amphibolite, Paragneise). Es ist ein Biotitgranit, der entgegen *F. Kossmat* nicht den Pelagoniden zugehört, viel eher aber einer posttektonischen Granitintrusion (wie Adamello, Rieserferner) entspricht. Aus dem Peristergebiet um Tichovo sind Monazitsande zu erwähnen.

Weit verbreitet in der Korab-Peristerserie sind paläozoische Schiefer. In ihnen wurden im Bereiche der *Chamosit*lagerstätten Fossilien gefunden, die Devon be-

weisen (Heliolites, Stromatoporiden, Crinoiden). Die Zentren dieser in großzügigster Ausrichtung befindlichen Lagerstätten liegen nördlich von Bitola um *Slepče-Žvan* und nördlich von Kičevo um *Taimište*. Diese Lagerstätten sollen zusammen mit den Flotations-Eisenrückständen von Trepča (Pyrrhotin) die Grundlage eines im Bau befindlichen Eisenhüttenwerkes (Thomaskonverter) in Skopje bilden. Die Basis der Chamosite und der Fe-P-Schiefer, die den größeren Prozentsatz ausmachen, bilden blaugraue Schiefer, Kalkschiefer und Quarzite; im Hangenden fällt vor allem eine Violettschieferserie auf, die wohl ins Perm reichen dürfte. Diskordant darüber lagern schwach metamorphe Kalke (siehe Kartenskizze!), die voriges Jahr Han-bulog-Ammoniten des Anis erbracht haben. Die Detailtektonik in diesem Gebiet paläozoischer Schiefer ist sehr kompliziert und die Chamosite sind auf mehr oder weniger große Lagerlinsen (Chalotten) in Antiklinen beschränkt. Chamosite mit oolithischer Struktur (Taimište) sind Fe-reicher, können bis zu 60% Fe aufweisen. Für die P-haltigen Chamosite und Limonite mit 38% Fe wurde ein Vorrat von 30 Millionen Tonnen ermittelt, für eisenhaltige P-reiche Schiefer mit 22% Fe, die vorerst nicht abgebaut werden sollen, ein solcher von 50 Millionen Tonnen. Diese Erze haben einen hohen Al_2O_3-Gehalt (11 bis 12%), ungefähr 1% P, einen sehr hohen Kieselsäuregehalt und 0·04 bis 0·06% As. Die Hüttenleute werden mit diesen Erzen gewiß große Schwierigkeiten zu überwinden haben.

Im Hangenden dieser Violettserie sind im Radikatal E von Debar mächtige Gipse anstehend, überlagert von den schwach metamorphen, mesozoischen vor allem aber triadischen Kalken. Diese Gipse, überwiegend weiß, schmutzigweiß gefärbt, nur gering mit Ton verunreinigt, sind 300 bis 400 m mächtig (!) und auf 10 bis 15 km im beiderseitigen Talgehänge zu verfolgen. Bisher sind nur unbedeutende Abbauversuche zu vermelden. Diese für unsere Begriffe ungeheuren Gipsvorkommen liegen verkehrstechnisch äußerst ungünstig. Der Abtransport müßte bis Gostivar (70 bis 80 km) auf schlechten Straßen mit LKWs erfolgen. Die Wasserkraftanlagen werden in diesem Gebiet erst geplant und dann könnte auch an eine große Kunstdüngerfabrikation an Ort und Stelle gedacht werden.

Bei *Openica* (östlich des Ochridasees) wurden bei Straßenbauten alte römische Abbaue auf Bleiglanz und Pyrit in paläozoischen Schiefern wieder aufgeschlossen. Diese Vererzung könnte in Zusammenhang mit dem Peristergranit gebracht werden.

e) *Ljubotendecke:* Darunter verstehen wir die altkristallinen Serien der Elenschuppe, der Šar planina und des Kruševo-Gneiskeiles, die die Radušadecke und die pelagoniden Serien überlagern und umrahmen (siehe Tektonogramm und Sammelprofil!), besonders schön im Ljuboten und im Kruševo-Gneiskeil zu ersehen. Diese Überlagerung erbringt zwingend den Beweis für die Stellung der Pelagoniden als Metamorphiden innerhalb der Dinariden. Deutlich ist der Gegensatz zwischen dem Altkristallin (Para- und Orthogneise, Marmore am Ljuboten) und dem pelagoniden Kristallin besonders im Kruševo-Gneiskeil, wo mylonitisierte Gneise und Amphibolite nur durch die Senke von Bitola von den aufsteigend metamorphen pelagoniden Gneisen getrennt sind. Die mächtige tektonische Überlagerung von Korab-Peristerserie wie Ljubotendecke sind zweifellos verantwortlich für die einheitliche Metamorphose der pelagoniden Serien. Lagerstätten sind in diesem Kristallingebiet meines Wissens nicht bekannt, abgesehen von Magnetit- und Goldseifen um Tetovo.

f) *Radušadecke:* Diese Serie wurde in ihrer Stellung als höchste Dachserie, als Grenze zum Šarkristallin, der Pelagoniden erkannt und muß so von der Vardarzone getrennt werden. Aus dem klassischen *Chromit*bergbaugebiet von

Raduša ist eine Schichtfolge von paläozoischen Schiefern, Serpentin und Ždenkalk (-dolomit) durch *G. Hiessleitner* bekannt geworden. Dieser Forscher sieht hier nur Paläozoikum. Wir möchten doch mit *F. Kossmat* den Ždenkalk als Mesozoikum ansehen, da er im Gebiete von Popovo Šapka (N von Tetovo) zusammen mit einem Serienbestand von Kalkschiefern, Feinbreccien, Kalkphylliten, Grünschiefern, Hornsteinen (Radiolariten) auftritt, wie wir ihn aus dem alpinen Unterostalpin kennen. Die mächtigen Tagbaue Orašje und Nada sind ausgebeutet, der Grubenbau geht noch weiter. Fast nur noch Nada liefert im Grubenbau Derberz. Die übrigen zahlreichen Einbaue liefern Wascherz. *G. Hiessleitners* Prognosen haben sich im Chrombergbau weitgehend bestätigt. Der schlauch-, röhrenförmige Chromitkörper Nada dürfte statt 200 m 250 bis 280 m unter Tag hinabtauchen. Derzeit steht Nada auf -158 m. Neu wurde erkannt, daß nicht nur der Serpentindunit erzführend ist, sondern auch der Harzburgit am Stockrande. Das ermöglichte die Auffindung zahlreicher neuer kleinerer Erzkörper. Der Radušaserpentin streicht NW—SE, die Vererzung aber verläuft W—E.

Die Radušaserie mit gleichem Schichtbestand findet sich auch an der Nordseite des Ljuboten, im oberen Lepenactal: Die Radušadecke unterteuft zweifellos das Ljubotenkristallin. Dessen Stellung als schwimmende Deckscholle ergibt sich so zwingend, wie auch unsere kleine tektonische Skizze zeigt. Den Bergbau, der auch noch heute an zahlreichen mit *Strepče* durch Seilbahnen verbundenen Einzelpunkten umgeht, hat *G. Hiessleitner* 1951/52 detailliert beschrieben. Am Verladebahnhof Strepče konnte vor allem Wascherz zweiter und dritter Qualität gesammelt werden.

Ein kleines *Hämatit*vorkommen östlich von Tetovo in Karstformen des Ždenkalkes soll noch erwähnt werden. Obwohl bei Schürfungen nur einige hundert Kilogramm, allerdings wertvoller Hämatit, gefunden wurden, berichtete die jugoslawische Presse von Millionentonnenfunden hochwertiger Eisenerze — nicht gerade zur Freude der makedonischen Kollegen.

g) *Pelagoniden:* In den Pelagoniden haben wir Zentralgranite (in den Kernen) und -gneise mit altem Dach (Amphibolite, Granat-Staurolithglimmerschiefer, Mischgneise) von einer Schieferhülle zu trennen, deren untere die Pletvarmarmore, deren obere die mächtigen Kalkglimmerschiefer-Kalkphyllite bilden. Einheitliche Metamorphose gestaltet diese pelagoniden Serien mit Abnahme vom Liegend zum Hangend. Die Pelagoniden zeigen mit all ihren Serien ein regionales NNW—SSE-Streichen. In ihrem Ostteil zeigen sie regionales Ostfallen, in ihrem Westteil regionales Westfallen. Der Kuppelbau, auch auf unserer Sammelprofilskizze dargestellt, ist unzweifelhaft. Die Pelagoniden zeigen eine Breite von 60 bis 70 km und eine Länge (auf jugoslawischem Territorium) von 130 bis 140 km. Sie endigen S des Kajmakčalans um Ostrovo; der Olymp ist aus Altkristallin aufgebaut. Ihre Stellung als Metamorphiden ergibt sich aus der altkristallinen Auflagerung in der Šar und im Kruševogneiskeil. Die Entscheidung ob alpine, ob variszische Metamorphiden, werden erst Fossilfunde im Pletvarmarmor oder in den Kalkglimmerschiefern-Kalkphylliten der oberen Schieferhülle bringen. Petrographische Vergleiche der pelagoniden Einzelserien mit unseren Hohen Tauern scheinen mir für alpines Pennin in den Pelagoniden zu sprechen, wie die Erklärung der Senke von Peć aus dem Auftauchen der tieferen, kristallinen („helleniden") Serien unter dem dinariden Kalkkarst analog der West-Ostalpen-Grenze am Rhein (*L. Kober,* 1952). *P. Beck-Managetta* scheinen die Granat-Staurolithglimmerschiefer (altes Dach) gegen einen solchen Vergleich zu sprechen (Diskussion).

Im Babunagebiet (NE von Prilep) und am Pletvarpaß (E von Prilep) werden die Pletvarmarmore, die stark an Carrara- oder Hymettosmarmore erinnern, in

großen Steinbrüchen abgebaut. Der Granit wird bei Prilep zu Kleinkopfpflaster verarbeitet.

Im *Babunagebiet* (NE von Prilep) bestanden zahlreiche Einbaue auf an Granit gebundene Pegmatite (Muskowit, Feldspat). Darauf verwies Prof. *E. Clar* in der Diskussion und betonte das Fehlen von gleichartigen Vergleichspunkten in den Hohen Tauern.

Besonders interessant erscheint aber der *Vergleich der Mineralparagenesen in Pelagoniden und in Hohen Tauern:* Aus dem Gebiete um Drsilovo sind Goldquarzgänge mit grauem Glasquarz, Pyrit und Feingold ohne Arsenkies bekannt. Nördlich von Babuna finden sich Quarzgänge mit Rutil. Sphen (Klufttitanit) ist von Dunje Kokre bekannt. Schellite (selten) und Apatite (Kluft-) kommen bei Bogomilo vor. Eine typische Gangparagenese stellen nach Dr. *K. Jenko* Sphen, Adular, Epidot (in sehr schönen Kristallen) und wenig Bergkristall dar. Daneben noch Turmalin und Beryll (grün, blau bei Bitolište) in Pegmatiten, wie Feldspat-Glimmerpegmatite um Moriovo und Selečka planina. Vor allem Epidot, Adular, Sphen, Rutil, Bergkristall, Scheelit, Apatit und Kluftquarzgänge ergeben überraschende Vergleichsmöglichkeiten und Konvergenzen mit der jungen Mineralparagenese der Hohen Tauern. Dies wurde auch in der Diskussion von Prof. *H. Leitmeier* und *Prof. H. Haberlandt* anerkannt. Allerdings entgegnete mir Prof. *K. V. Petković,* daß ihm eine solche Mineralparagenese auch aus typischen Rhodopekristallin, so vor allem aus Jestrebac (N von Kumanovo) bekannt sei.

h) Relativ arm ist Makedonien an *Kohle.* Geringmächtige Lignite wurden zwar im Neogen von Gostivar, um Skopje und an anderen Punkten gefunden. Doch liegen Milliardenvorräte an jungtertiärem Lignit unter dem Amselfeld, auch verkehrstechnisch leicht erreichbar, bisher nur zu Bruchteilen ausgenützt. Gebunden an die tertiären Sedimente in den Becken und Talfurchen sind zahlreiche *Kieselgurvorkommen,* von denen wir eines S des Pletvarpasses bei Manastir/Dunje im Bereiche der Pelagoniden besuchten (pliozänen Alters?).

i) Abschließend wurde über einen kurzen Besuch der klassischen *Pb-Zn-Lagerstätte Trepča* in Südost-Serbien berichtet. Für einen Geologen ist ein Besuch dieser Lagerstätte ebenso überwältigend wie für einen Mineralogen, als Besuch des Fundpunktes herrlicher Mineralstufen. Trepča, besser gesagt die Grube Stari Trg, ist bis fast 900 m Tiefe durch 15 Horizonte erschlossen. Der zentrale Erzkörper am Kontakt Kalk-Eruptivbreccie zeigt gegen die Teufe eine starke Magnetkies- (Pyrrhotin-) Zunahme, Pb- und Zn-Gehalt sinken. Der Pyrrhotin soll künftig in Skopje verwendet werden, doch ist das Problem der Entschwefelung noch nicht gelöst. Der periphere Erzkörper am Kontakt von Schiefer und Kalk dagegen liefert noch befriedigendes Pb-Zn-Erz. Doch kann heute die Grube Stari Trg den Bedarf der Hütte Trepča nicht mehr voll decken. Deshalb wurden die zum Teil vorgeschichtlichen Bergbaue im Kapounik, von Lece, Kišnica, Janjevo, Novo Brdo mit großteils günstigen Ergebnissen neu aufgeschlossen. Sie liegen wie Trepča im Rhodopekristallin und ihre Erze, die nun in Trepča verhüttet werden, sind an den ausgedehnten trachyandesitischen Vulkanismus gebunden. Auf die Monographien von *C. B. Forgan* und *F. Schuhmacher,* Trepča betreffend, sei besonders verwiesen.

Diesen Daten ist zu entnehmen, wie sich vor allem im Bergbau der industrielle Aufbau Jugoslawiens wie Makedoniens im besonderen wiederspiegelt.

Diskussion: *H. Haberlandt, H. Leitmeier, E. Clar, P. Beck-Managetta, W. Medwenitsch.*

Literatur: Forgan, C. B., Ore deposits at the Stantrg lead-zinc mine, Yugoslavia. Int. Geol. Congr. 18th session. Great Britain, 1948. Part VII. Lead-zinc symposium. London, 1950, 290– 307. — *Hiessleitner, G.,* Serpentin- und Chromerz-

geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien; I. und II. Teil. Jb. G. B. A., Sd.-Bd. 1, Wien, 1951/52. — Kober, L., Das alpine Europa und sein Rahmen. Borntraeger, Berlin, 1931. — *Kober, L.,* Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens. Serb. Ak. Wsch. Sd.-Bd. CLXXXIX. Geolog. Inst. No. 3, Beograd, 1952. — *Kossmat, F.,* Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Die Kriegsschauplätze H. 12, Borntraeger, Berlin, 1924. — *Meisser, O.,* Geophysikalische Anomalien in der Umgebung der Bleizinklagerstätten von Trepča. Geologie, Jg. 3, H. 6/7, Berlin, 1954, S. 867—875. — *Mikincić, V.,* Geološka karta FNR Jugoslavije, 1 : 500.000; Beograd, 1953. — *Nopcsa, F.,* Geologische Grundzüge der Dinariden. Geol. Rdsch. 12 (1921), 1—20. — *Petković, K. V.,* Geološka karta FNR Jugoslavije. 1 : 1,000.000; Beograd, 1931. — *Rekar, C.,* Über einige besondere Probleme der jugoslawischen Eisenindustrie. Bg. u. Hm. Mon. H., Jg. 99 H. 11, Wien, 1954, S. 208—219. — *Schuhmacher, F.,* Die Lagerstätte der Trepča und ihre Umgebung. Verlag „Kultura", Beograd, 1950.

Sammlerabend

am 7. März 1955

Kurzbericht:

Karl Kontrus:

Bei den Bauarbeiten für den Druckstollen der neuen Grimselkraftwerke in der Schweiz sind eine Anzahl von neuen interessanten Mineralfunden gemacht worden. Der Berichterstatter hatte Gelegenheit, einige besonders beachtenswerte Stufen dieser Funde an Ort und Stelle zu erwerben. Herr Prof. *R. Parker* von der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich hat diese in seinem neuestem Werk [1] schon beschrieben, so daß hier nur ein kurzer Hinweis gegeben werden soll.

Zinkblende, diamantglänzende, oktaederähnliche Zwillinge von schwarzbrauner Farbe, freiaufsitzend oder in Dolomit eingewachsen, bis 2 cm Kantenlänge. In karbonatführenden Klüften als jüngste Bildung auf Dolomit-Ankerit oder Quarzkristallen mit Chlorit. Fundort: Druckschacht der Grimselkraftwerke KWO, 200 m unter der Paßhöhe des Grimselpasses [2].

Apatit, herrlich ausgebildete, langprismatische bis stängelige Kristalle, wasserklar, hellviolett, von bester Edelsteinqualität, aufsitzend auf Klüften im Gotthardtgranit mit Adular, Quarz und Chlorit. Die Kristalle haben überaus reiche Formen und sind meist doppelendig ausgebildet. Auf einer Stufe oft langprismatische und tafelige Kristalle zusammen vorkommend. Größe der Kristalle bis 2·5 cm lang und 1 bis 2 cm Durchmesser. Das Vorkommen ähnelt außerordentlich den Stufen, die bei der Stockeralm im Untersulzbachtal, Pinzgau, gefunden wurden, sowohl was Formenreichtum, Farbe und Paragenese betrifft. Als Fundort für die Apatite wird Val Casatscha, Gotthardt [3] angegeben.

Kleine Eisenrosen von fast kugeligem Habitus wurden neuerdings bei dem Kraftwerksbau auf dem Grimsel in der Nähe des Trübtensees gefunden. Es gab Stufen bis zu 30 Stück, 1·5 cm im Durchmesser messenden, kleinen Röschen von herrlichem Erhaltungszustand. Auch von der Alpe Cavradi im Tawetsch konnte eine neue Hämatitstufe mit orientiertem Rutil vorgelegt werden.

[1] *R. Parker,* Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. 1954.

[2] *H. Huttenlocher,* 1952, Festgabe, Versammlung Schweizer Naturforscher Ges., Bern, S. 7—26.

[3] *R. Parker,* Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. 1954, S. 133.

Rauchtopas, Ergänzungszwilling von Rechts-links-Quarz-Individuen. Diese als Brasilianergesetz bezeichnete Zwillingsbildung ist in den Alpen außerordentlich selten anzutreffen. Der vollkommen klare Kristall von 6 cm Länge mit hellbrauner Färbung zeigt die beiden „X"-Flächen in ausgezeichneter Ausbildung und wurde am Schijenstock im Fellital gefunden.

Auf der Grimsel wurden auch mehrere Fundorte von schönen rosagefärbten Fluoritstufen festgestellt, die noch ausgebeutet werden. Die in Oktaedern kristallisierten Kristalle sind meist dunkelrosa, klar aber oberflächlich stark korrodiert.

Diese Funde zeigen, daß auch in der Schweiz die alten und vor allem jüngeren Sammler wieder rührig am Werk sind und dafür sorgen, daß trotz der modernen Sprengmethode und akkordierten Vortriebsarbeiten wenigstens ein Teil der anfallenden Mineralien erhalten bleiben und der wissenschaftlichen Bearbeitung zugeführt werden können.

Monatsversammlung

am 20. Juni 1955

Vortrag: **E. Zirkl:**

Bericht über eine mineralogische Exkursion in Anatolien.

Durch eine Subvention des Bundesministeriums für Unterricht und auf Grund einer gastfreundlichen Einladung des Madentetkik ve Arama Institüsü (M. T. A.) in Ankara wurde es den Assistenten des Mineralogischen und des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Wien und einigen Studenten (insgesamt zehn Personen) ermöglicht, über Ostern 1955 einige Bergbaue und Lagerstätten von Kleinasien zu besuchen. M. T. A. stellte nicht nur vier Autos für die etwa 3000 km lange Strecke Ankara—Eski şehir—Tavşanli—Bursa—Belikesir—Bergama—Yalova zur Verfügung, sondern sorgte in dieser Zeit auch für Quartier und Verpflegung. Alle Teilnehmer an dieser Exkursion sagen nochmals der Direktion von M. T. A., aber auch den beiden Herren Dr. *M. Topkaya* und Doz. Dr. *O. Bayramgil,* die uns auf der langen Reise auf das beste führten, aufrichtigsten Dank.

In Istambul lernten wir zum erstenmal die türkische Gastfreundschaft kennen. Herr Prof. *Schuhmacher* und Herr Dozent *Göksu* vom Institut für Mineralogie und Lagerstättenkunde der „Teknik Universite" empfingen uns ganz besonders herzlich. Sie hatten uns ein kostenloses Quartier im Galata Seray (einem Internat) besorgt und waren uns in jeder Weise behilflich, um alle unsere vielfältigen Wünsche zu erfüllen.

Nicht anders war es dann in Ankara. Die Herren von M. T. A. zeigten uns ihr modernst eingerichtetes Institut mit den verschiedenen Abteilungen (z. B. Geologische, Hydrogeologische, Mineralogisch-petrographische, Kohlenpetrographische, Geophysikalische, Chemische Abteilung). M. T. A. entspricht etwa der Geologischen Bundesanstalt in Wien, nur ist das türkische Institut viel umfangreicher. Es verfügt nicht nur über weitaus mehr wissenschaftliches und Hilfspersonal, sondern auch über einen riesigen Kraftwagenpark. Als zweites Beispiel für die Größe der Institution sei noch angeführt, daß in der chemischen Abteilung nicht nur die Einrichtungen für alle chemischen Analysen vorhanden sind, sondern unter anderem auch ein Quarzspektrograph und zahlreiche Maschinen für Aufbereitungsuntersuchungen (Schütteltisch, Flotationsanlagen usw. zur Verfügung stehen.

Die erste von uns besuchte Lagerstätte liegt etwa 100 km südöstlich von Ankara. Es ist das Bleiglanzvorkommen von Denek, nördlich von Keskin.

Während der Befahrung des 130 m tiefen Schachtes und der ausgedehnten Stollen konnten wir kurz die am Kontakt zwischen Granit und Marmor angereicherten Erze (in der Hauptmasse ein feinkörniger Bleiglanz, neben wenig derbem Pyrit) besichtigen.

Auf der Fahrt dorthin sahen wir immer wieder basische bis ultrabasische Gesteine, deren Alter als jurassisch bis oberkretazisch angegeben wird.

Bei Killik, nordöstlich von Mihalliççik befinden sich sehr einfache von den Einheimischen betriebene Einbauten in den mergeligen Neogensedimenten, aus denen ein quellbarer Ton (Bentonit?) gefördert wird.

Etwa 15 km nordöstlich von Mihalliççik im Tal des Sakarya liegen die bereits 1880 entdeckten und von 1914 bis 1918 von der Fa. Krupp ausgebeuteten Chromitlagerstätten von Kavak. In den metamorphen Gesteinen der Umgebung steckt ein Peridotitserpentin mit einerseits praktisch uninteressanten pyroxenitischen Differenziaten an seiner Unterseite und anderseits den Chromitausscheidungen, mit ihrer für die Türkei so großen wirtschaftlichen Bedeutung. In dem etwa 950 × 300 m großen Revier von Kavak befinden sich fünf Einzellagerstätten: Çamasirlik, Yazlik Dere, Orta Oçak, Erenler oça̧i und Nr. 16, in denen das schlierenförmig angereicherte Chromerz abgebaut wird. Gestalt und Größe der einzelnen Lager wechseln. Die größte Bauhöhe von 120 m wird in Orta Oçak erreicht. Man unterscheidet Derberz, Sprenkelerz, Streifenerz und Kugelerz (Leopardenerz). Es enthält im Durchschnitt 42% Cr_2O_3 (nur das im Tagbau gewonnene von Nr. 16 ist etwas ärmer). Die Förderung betrug 1952: 51.000 t Roherz, aus dem in der modern eingerichteten Aufbereitung 41.000 t aufbereitetes Erz erzeugt wurden.

Außer Chromit kommt dichter Magnesit in größeren Mengen vor. Er wird nicht abgebaut. Als mineralogische Besonderheit sind noch bis 1 cm große Brucitkristalle zu erwähnen. Es darf nicht unerwähnt bleiben, daß wir hier in Kavak und dann auch in Tavşanli Gäste der Bergbaudirektion waren und herzlichst aufgenommen und bewirtet wurden.

Auf der Weiterfahrt machten wir bei Çokurviranköy bei Mihalliççik an einem winzigen Amiantvorkommen im Serpentin halt. In Eski şehir, dem Zentrum der Meerschaumschnitzereien, konnten wir die kleinen Familienbetriebe besichtigen, in denen jeweils entweder die Trocknung und Rohbearbeitung oder die Schnitzerei und sonstige Verarbeitung besorgt wird. Die eigentlichen Meerschaumfundstätten liegen an den Rändern des sich nach Osten von Eski şehir erstreckenden und vom Porsuk durchflossenen Beckens. 60 km nordöstlich von Eski şehir, bei Sepetçi und Akbayir konnten wir die wirklich primitiven, aber doch eindrucksvollen Einbauten sehen. Es sind Schächte bis zu einer Tiefe von 100 m mit einem rechteckigen Querschnitt von nur 50 × 100 cm. Leitern gibt es hier keine, dafür aber sind in die Seitenwände kleine Nischen eingeschlagen, in die man sich mit Armen und Beinen verspreitzt, um auf- oder abwärts zu klettern. Am Grund des Schachtes ist der Einbau nach allen Richtungen horizontal erweitert. Die Meerschaumknollen befinden sich auf sekundärer Lagerstätte und sind offensichtlich aus Serpentinblöcken hervorgegangen. Das beweisen Serpentinstücke, bei denen die Umwandlung erst die Außenränder und die an Risse angrenzenden Teile erfaßt hat. Nach den Aussagen der Einheimischen gibt es eine, manchmal auch zwei meerschaumführende Lagen (bis 2 m mächtig), die voneinander und vom hangenden Konglomerat durch dünne serpentinreiche Schichten getrennt werden. Diese Aussage müßte erst überprüft werden, bevor man daran irgendwelche genetische Schlüsse ziehen wollte.

Nördlich und nordöstlich von Eski şehir liegen große Peridotitmassen, in denen sich wieder einige Chromitbergbaue befinden. Das Vorkommen von Kümürlük hat ein ausgezeichnetes Erz (Chromit und Chromspinell) mit 43% Cr_2O_3

und 17% Al_2O_3 geliefert. Der Abbau ist wegen der ungünstigen Lage nicht in Betrieb. Günstiger läge das Chromerz von Boşören, das allerdings fast zur Gänze abgebaut ist. Hier befanden sich auf den beiden Lagern Başören I und II mehrere große Erzlinsen mit einem Gehalt von über 50% Cr_2O_3. Wegen der schlauchförmigen Form der Erze hat *M. Topkaya* an basische, erzreiche Nachschübe in ein bereits verfestigtes Peridotitmassiv gedacht.

Im Tertiärbecken von Tavşanli liegen die größten Braunkohlenvorräte der Türkei. Bisher sind auf einer Fläche von mehreren Quadratkilomertern bis zu drei Flötze mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 10 m durch Bohrungen erschlossen worden. Das Hangende (Neogenmergel) ist an den Beckenrändern nur einige Meter mächtig, nimmt aber gegen die Beckenmitte zu, so daß die Kohle zum Teil im Tagbau (Revier Tunçbilek), zum Teil im Stollenbau (Schachttiefe zur Zeit bis 100 m) gewonnen werden kann. Das Alter der Braunkohle wird mit Obermiozän angegeben. Das Liegende sind Konglomerate und Grüngesteine (Kreide). Der Betrieb ist sehr modern; die Kohle wird in einer Aufbereitungsanlage in einer Magnetitaufschlemmung vom tauben Gestein getrennt. In Zukunft soll ein Teil der Kohle in einem zur Zeit im Bau befindlichen kalorischen Kraftwerk in elektrische Energie umgewandelt werden.

Über Inegöl, Bursa und Mustafa Kemalpaşa erreichten wir das westliche Boratrevier der Türkei, zuerst das 90 Jahre in Betrieb befindliche und nun erschöpfte Pandermitlager von Sultan Çayir. Auf 14 km^2 hielt eine bis zu 6 m mächtige Boratschichte an, die in Gips eingebettet Pandermitknollen enthielt. Das Alter der Borate ist ebenfalls neogen.

Während Sultan Çayir bei Susurluk seine ehemalige Bedeutung verloren hat, ist die erst 1951 entdeckte Boratprovinz im Südosten von Balikesir im Aufschwung begriffen. Die Lager befinden sich in der Umgebung der Dörfer Faraş, Çamköy, Iskeleköy, Begendikler und Osmança über ein Gebiet von mehr als 50 km^2 verstreut. Hier ist das Hauptmineral Colemanit in verschiedenen Ausbildungsformen, neben anderen Boraten (Ulexit, Hydroborazit, Inyoit, Meyerhofferit und Tertschit), die erst kürzlich von *H. Meixner*, 1953, bearbeitet wurden. Diese Borate sind in oft ausspitzenden Lagen in einem montmorillonitreichen Glastuff (nach *H. Meixner*) eingeschaltet, der wiederum in neogenen Kalken, über Liparit und Liparitobsidanen liegt. Die vulkanisch-exhalative Entstehung der Borate scheint dadurch gesichert.

Trotz der kurzen zur Verfügung stehenden Zeit bei den einzelnen Bauen wurden von den Exkursionsteilnehmern sehr schöne Stücke von Colemanit, Ulexit, Hydroborazit und Meyerhofferit, aber kein Tertschit gefunden.

Auf der Weiterfahrt nach Westen kamen wir zum ebenfalls erst seit einigen Jahren bestehenden Hämatittagbau von Eymir. Ein 4 bis 30 m, im Durchschnitt 9 m mächtiges Hämatitlager bedeckt die Kuppe eines aus saurem Ergußgesteinen bestehenden Berges, auf dem das Dorf Eymir liegt. Das Erz ist fast reiner, derber, manchmal feinporöser oder schwammartig ausgebildeter Hämatit, der stellenweise Brocken von sauren Eruptivgesteinen (Dazit, Andesit) enthält. Pflanzenfossilien sind vorhanden. Von den türkischen Geologen wird die Entstehung auf vulkanische Ereignisse in der Umgebung zurückgeführt (ein Arsengehalt im Erz deutet auf apomagmatische Zufuhr) „der Niederschlag des Hämatits von Eymir erfolgte aber als kolloidaler Eisensinter auf dem Festlande".

Nach einem Besuch der Ruinenstadt und des Asklepieions von Bergama (Pergamon) und einem Aufenthalt in Edremit (wo wir Gäste der Stadtgemeinde waren) besuchten wir die Skarnlagerstätte von Beskere bei Kalabak, deren Bergbau 1954 aufgelassen wurde, so daß wir nur die Halden vor einigen Stollen besichtigen konnten. Wie bei fast allen Skarnerzen sind auch hier eine ganze Reihe von Mineralien zu finden. Das Haupterz war Magnetit, daneben Pyrit,

Molybdänglanz, Scheelit. Als Nichterze gibt es Aktinolith, Epidot, Granat, Quarz, als Neubildungen Azurit, Malachit und Powellit.

Die Rückfahrt nach Istanbul führte uns nochmals nach Bursa und dann zum kleinen Hafen Yalova im Golf von Izmit.

Damit war die lange, von unseren türkischen Führern hervorragend zusammengestellte und bestens organisierte Reise mit den Jeeps zu Ende, auf der wir nicht nur fachlich auf mineralogischem, petrologischem und lagerstättenkundlichem Gebiet außerordentlich viel sehen, studieren und lernen konnten, sondern auch die modernen technischen Einrichtungen in den Betrieben gezeigt erhielten und auch sonst noch eine Fülle von Eindrücken über Land und Leute dieses herrlichen Gebietes in unsere Heimat mitnehmen konnten.

Bemerkenswerte Mineralfunde aus den österreichischen Alpen.

Von

Dr. **Wolfgang Brendler,** Hamburg.

1. Ungewöhnlich große Gold-Nuggets.

Bei einer mehrere Jahre vor dem ersten Weltkriege ausgeführten mineralogischen Tour in das mineralreiche *Virgental* hatte die damals nur bis Virgen verkehrende Postkutsche plötzlich unvorhergesehenen Aufenthalt in *Sankt Johann im Walde,* wo die Insassen der Postkutsche im Gasthof zu einer unfreiwilligen „Jause" einkehrten. Mir fiel auf, daß die bedienende junge Frau auf ihrem seidenen Brusttuch eine aus einem größeren Goldklümpchen gearbeitete Vorstecknadel trug. Ich fragte sie nach der Herkunft des wertvollen Stückes. „Vom Schatz!" lautete die Antwort. Und als ich mich nun weiter danach erkundigte, ob der Schatz wohl in Amerika bei den Goldgräbern sei, stellte sich heraus, daß der „Schatz" mit dem Lehrer des Ortes identisch war. Derselbe hatte das „Bröckerl" im Sande eines von Westen in den Iselfluß einmündenden Flüßchen gefunden. Das Klumpchen war etwa 4 cm lang!

Da ich in Prägraten beim „Steinerwirt" bereits angemeldet war, konnte ich die Angelegenheit leider nicht sofort verfolgen, stellte aber an Hand der Karten und der Literatur fest, daß im Michlbachtale bei Sankt Johann im Walde in 1370 m Höhe früher ein Goldbergbau umgegangen war.

Gelegentlich einer Tour in die Schobergruppe wandte ich meine Aufmerksamkeit auch den Sanden des Michlbachs zu und hatte das Glück, ein zwar etwas kleineres, aber immer noch beachtliches Goldklümpchen von 15 × 9 × 3 mm Größe im Gewicht von 2·94 g zu finden [1]. Die rundlichen Formen des dunkelgelben Nuggets deuten auf einen längeren Transportweg hin. Kleinere plättchenförmige Waschgoldflitter (ähnlich denen aus der Salzach und ihren Zuflüssen) traten nur in sehr geringen Mengen auf. Weitere größere Nuggets waren nicht zu finden!

2. Bemerkenswerter Euklas-Kristall von der Grieswies-Alpe, Rauris.

Kurz vor dem ersten Weltkriege entdeckte ich unter den Aufsammlungen eines in der Rauris ansässigen Steinsammlers unter anderem einen kleinen, losen Kristall von grünlicher Farbe, welcher eine anomale Ausbildung der Flächen zeigte. Dem Finder war dieser Umstand auch aufgefallen und er hatte denselben deshalb als „Kurioser Peryll" bezeichnet. Der Kristall mißt 11 × 7 × 4·5 mm und wiegt 0·467 g. Auf einer Seite ist er durch eine Spaltfläche begrenzt. Es

[1] Das mineralogische Institut der Universität Wien dankt dem Verfasser für die Schenkung dieser Seltenheit.

handelt sich um einen für dieses Vorkommen ungewöhnlich großen Kristall von *Euklas*. Der Kristall befindet sich jetzt in einer Sammlung eines mineralogischen Instituts in USA.

3. Kristallisierter Cuprit von den Gastacher Wänden im Großvenedigerstock.

Eine kleine Stufe (3 × 4 cm) brachte ich 1929 von den Gastacher Wänden mit. Dieselbe bestand fast ganz aus Cuprit. Randlich ist letzterer stellenweise zu metallischem *Kupfer* reduziert worden.

Da in der älteren Literatur nur der *„Bergbau Brenntal"* als Cupritfundort angegeben wird und anderseits bei *Weinschenk* auf Seite 432 „Brenntal" und „Gastacher Wände" als angeblicher Fundort von *rotem* Turmalin genannt werden, vermute ich, daß man den Cuprit von den Gastacher Wänden irrtümlich als „roten Turmalin" angesprochen hat, da meine Cupritstufe von letzterem Fundort auch nach einer Achse gestreckte, prismatische Kristalle aufwies.

4. Rauchquarzkristalle vom Breitfußkopf im Habachtal.

Herrliche, licht rauchgraue (mit einem Stich ins Rötlichviolette), große Rauchquarzkristalle brachte ich im September 1929 aus dem Habachtale mit. Die Fundstelle liegt ziemlich tief unten am Breitfußkopf im Zentralgranit, unfern der Madl-Agras-Alpe. Mein größter Kristall maß 24 × 8 × 6 cm. Die Kristalle, welche bei gleicher Tracht Zwillinge zweier linker Kristalle sind, sind absolut *klar* (ohne den geringsten Schleier von Gasblasen oder anderen staubfeinen Einschlüssen!). Die Kristalle saßen in der Kluft fast horizontal. Infolgedessen sind die nach unten gekehrten Prismen- und Rhomboederflächen spiegelblank, während die nach oben gewendeten durch Auflagerung winziger Quarz- und anderer Kriställchen gleichförmig matt erscheinen. Die herrlichen großen Kristalle zeigen neben Prismen- und Rhomboederflächen groß ausgebildet mehrere Trapezoeder.

Verdienstvolle Helfer der mineralogischen Wissenschaften.

Von

Dr. **Wolfgang Brendler,** Hamburg.

Mit 1 Textabbildung

I. Thomas Trojer (Berger), Prägraten.

Studiert man die in den verschiedenen Zeitschriften der mineralogischen Weltliteratur enthaltenen Abhandlungen über die Mineralvorkommen, z. B. der Alpen, so fällt dem aufmerksamen Beobachter die Wiederkehr bestimmter Personennamen auf, welche als Lokalsammler oder Bergführer bei der Erschließung des betreffenden Gebietes eine Rolle gespielt, ja durch ihre Orts- und Sachkenntnis zur Klärung der oft recht verwickelten Lagerungsverhältnisse wesentlich beigetragen haben.

Ab und zu findet man dieselben (meist nebenbei, etwa in einer Fußnote) namentlich erwähnt. Aber nur selten wird zum Ausdruck gebracht, daß ohne die wagemutige Mithilfe dieser wetterharten Männer an eine Lösung der gestellten Aufgaben niemals zu denken gewesen wäre!

Ihnen den gebührenden Dank der Wissenschaft zum Ausdruck gebracht zu haben, soll der Zweck der nachfolgenden, auf innigen persönlichen Kontakt des 83jährigen Verfassers mit diesen unentbehrlichen „Helfern der Wissenschaft" beruhenden Zeilen sein.

Angeregt durch meine gründliche mineralogische Ausbildung im Münchner Institut bei Herrn Prof. *P. v. Groth* kam ich bei mineralogischen Touren in den Ostalpen in der Folge sehr bald mit diesen wichtigen Helfern in engen Kontakt, und zwar sowohl auf der Nord- wie auf der Südseite des mich in seinen Bann schlagenden *„Großvenediger-Massivs"*. Als Standquartier diente auf der Südseite das als Fundort weltbekannte *Prägraten*, während auf der Nordseite zunächst *Bramberg* im Pinzgau, und später (nach dem Bau der komfortablen *„Alpenrose"* im mittleren Habachtal) dieses mit seinen wunderschönen Zimmern und hervorragender „Wiener Küche" allen seinen Gästen unvergeßliche Alpengasthaus.

Thomas Trojer (Th. Berger) 1929

Als bester Kenner aller nennenswerten Mineralvorkommen auf der Südseite galt der als ständiger Begleiter Prof. *Weinschenks* auf dessen oft recht schwierigen Touren inzwischen berühmt gewordene Prägratener Bergführer *Thomas Berger*, der Typ eines ausdauernden, zuverlässigen, zähen Gebirglers.

Derselbe hieß eigentlich *„Thomas Trojer*, Nergger auf Wallhorn", wobei „Nergger" nur der Hofname im Ortsteil „Wallhorn" bedeutet. (Wie mir der *Thomas Trojer* einmal gesprächsweise mitteilte, stammt die Familie aus Südtirol, vermutlich aus dem schönen Trojer-Alm-Tal, einem nördlichen Seitental des Defereggen-Tals.

Thomas Trojer (Führername: Thomas Berger), Nergger auf Wallhorn wurde am 8. September 1862 als erstes Kind des gleichfalls schon auf demselben Nergger-Hof des Ortsteils Wallhorn ansässigen, am 15. Februar 1830 geborenen, am 7. Januar 1921 dortselbst verstorbenen Thomas Trojer, Nergger auf Wallhorn geboren, wuchs mit drei Brüdern und einer Schwester auf dem hoch über Prägraten gelegenen Nergger-Hof auf und verehelichte sich am 30. Juni 1903 mit der vom „Grieserhof" stammenden Magreth Hatzer v. d. Griesse (28. Juni 1868 bis 18. Dezember 1910).

Dieser Ehe entsprossen: Anton, geb. 3. November 1904; Thomas, geb. 12. November 1905; Peter, geb. 16. Januar 1908; Josef, geb. 24. Juli 1909 und Margareth, geb. 18. Oktober 1910. Erschütternd war der plötzliche Tod der Mutter bei der Geburt des letzten Kindes. Die damals noch unwirtlichen Wege und Schneeverhältnisse machten ärztliche Hilfe in dem damaligen strengen, schneereichen Winter unmöglich! Eine zweite 1911 geschlossene Ehe mit Monika Anna Kröll von Klosterer blieb kinderlos.

Der 1909 geborene Sohn *Josef* zeigte frühzeitig Neigung und Begabung zur Holzbildhauerei und wirkt heute als anerkannt bedeutender akademischer Bildhauer und Maler in Wien.

Thomas Trojer war im Alter (wenigstens in höherem Alter, während unserer Bekanntschaft) ein ruhiger, stiller Mann, wegen seiner Zuverlässigkeit und Hilfsbereitschaft von allen, welche ihn näher kennen lernten, hoch geachtet; er wurde infolgedessen auch von seinem Heimatort Prägraten zum Gemeindevorstand gewählt. Als Führer zeichnete er sich nicht nur durch genaueste Ortskenntnis des

ganzen Großvenedigergebietes und aller wichtigen Lagerstätten aus, sondern erwies sich auch als erfahrener und umsichtiger Führer, dessen „Führung" man sich unbedenklich anvertrauen konnte.

Durch den langjährigen, ständigen Kontakt mit dem besten Kenner des Großvenedigergebietes, Prof. *E. Weinschenk* (München), hatte er alle wichtigen Minerallagerstätten des ganzen Gebietes aus eigener Anschauung gründlich kennen gelernt.

Später nahm ihn *Weinschenk* auf eine große Tour durch die schweizerischen Alpen als bewährten Begleiter mit, überschätzte aber — selbst ein hervorragender Hochtourist — leider doch die Leistungsfähigkeit seines älteren Begleiters, so daß dessen Ausdauer von da ab infolge der Überanstrengung leider etwas nachließ; aber die üblichen Touren zu den bekannteren Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes konnte er doch bis in seine letzten Lebensjahre noch spielend bewältigen.

Unsere letzte Tour, Juli 1929, galt der berühmten Granat-Diopsid-Lagerstätte am Islitzfall im Dorfer Tal, nördlich von Hinterbichl-Prägraten. Infolge eines vorhergegangenen Unwetters waren alle Brücken im unteren Tal weggerissen worden, so daß wir, um zur Fundstelle zu gelangen, das Tal bis fast zum „Gumbachkreuz" im mittleren Tale hinaufsteigen mußten, um auf die andere Seite des Tales zu gelangen. Der bedeutende Umweg erwies sich aber als recht lohnend, denn ich konnte über zwei Dutzend schönster „Schaustufen" dieses berühmten, in der Farbe der Granatkristalle an die Funde im Alatal erinnernden Vorkommens mit nach Hamburg nehmen.

Es sollte unsere letzte gemeinsame Tour sein! Am 30. November 1932 schloß dieser um unsere Wissenschaft hochverdiente, aufrechte Gebirgler seine Adleraugen für immer!

II. Die Familie Wurnitsch, Bramberg (Pinzgau).

Das Beispiel der Familie *Wurnitsch* zeigt, daß sich die Vorliebe für das Sammeln der aus alpinen Felsklüften und Kristallkellern fast in jedem Tal bei einiger Aufmerksamkeit mit durch Übung geschärften Blick zu findenden, oft so prachtvoll ausgebildeten kristallisierten Mineralien als Familientradition durch Generationen forterben und zur Bereicherung der Wissenschaft beitragen kann. Denn es ist jetzt bereits die dritte Generation am Werk, obwohl der vielversprechendste Sproß der jüngsten Generation, *Karl Wurnitsch* (der Jüngere), der sich als Bergführer bereits einen Namen gemacht hatte, ein Opfer des letzten Krieges wurde.

Auch die Familie Wurnitsch stammt aus dem am Südabfall des Großvenedigerstockes gelegenen, in Sammlerkreisen weltbekannten *Prägraten*.

Der im ganzen Gebiet unter dem Namen *„Schuster-Loisl"* rühmlichst bekannte und geschätzte, erste mineraliensammelnde Sproß der Familie: *Alois Wurnitsch*, wurde 1834 als Sohn des Schuhmachermeisters *Ulrich* Wurnitsch und der Therese Kleinlercher in Prägraten geboren. Er erlernte gleichfalls das angestammte Schuhmacherhandwerk und kam als Schustergesell nach *Wald* im Krimmler Tal.

Von dort mußte er zunächst zum Militärdienst einrücken, machte 1859 den Feldzug gegen Italien mit und ließ sich nach seinem Abschied vom Militär in *Wald* als Schuhmachermeister nieder.

Da sich in den folgenden Jahren bei diesem ehrsamen Handwerk für Alois Wurnitsch leider keinerlei Ansätze des erhofften „goldenen Bodens" zeigten, die inzwischen (15. November 1869) mit der Unteraschamtochter *Maria Dreyer* (von Neukirchen, Pinzgau) gegründete Familie aber existieren wollte, war Alois W. gezwungen, sich nach einem lohnenden Nebenerwerb umzusehen.

Er war — wohl von der Militärdienstzeit her — mit dem Schneidermeister Bergmann in Innsbruck befreundet, welcher nebenbei einen einträglichen Handel mit alpinen Mineralien betrieb. Da zu erwarten war, daß in den damals noch weltabgeschiedenen, einsamen Tälern der „Hohen Tauern" bei einigem Nachsuchen in den Felsabstürzen des ausgedehnten Gebiets ansehnliche Mineralfunde zu machen sein würden, beschloß Alois W. die Täler seiner neuen Heimat daraufhin abzusuchen. Er hatte großes Glück! Denn er entdeckte an den steilen Osthängen des untersten *Untersulzbachtales* in einem „Eisloch" (d. h. in einer vereisten Kluft) große, schwärzlich-grüne Kristalle eines bisher noch nie gesehenen Minerals mit spiegelblanken Flächen. Sein Innsbrucker Freund kaufte ihm im Jahre 1871 den ganzen Fund ab und ermutigte ihn zu weiterem Absuchen des unwegsamen Geländes. Bald fanden sich in der näheren Umgebung Spalten, welche gleichfalls die herrlichen, glänzenden Kristalle enthielten, woraufhin sich der Innsbrucker *Bergmann* zu einer Pachtung des ganzen, als *„Knappenwand"* bezeichneten Geländes entschloß und in der Folge auch mit Erfolg „schießen" ließ.

Später taten sich vier Einheimische unter Führung des „Schusterloisls" zu einem Konsortium zusammen, um dieses reichste und schönste Vorkommen des Minerals *Epidot* bergmännisch abzubauen. Das Unternehmen warf reichen Gewinn ab und die glücklichen Pächter konnten für viele tausend Gulden herrlichste Riesenkristalle aus den tief in die Bergwand sich erstreckenden „Epidotklüften" gewinnen und die Museen der ganzen Welt mit diesem einmaligen Vorkommen versorgen, bis die Habgier des einen Pächters auch die anderen, zunächst noch zögernden Kumpane zu dem berüchtigten „großen Schlag" verleiten konnte, welcher im Jahre 1908 zur totalen Zerstörung dieses schönsten Epidotvorkommens der Welt führte [1].

Karl Wurnitsch,

der allen Besuchern des schönen Habachtales und der „Thüringer Hütte" während der letzten Jahrzehnte bekannt gewordene Bergführer und Hüttenwart, wurde als zweiter Sohn des vorerwähnten, in Sammlerkreisen berühmt gewordenen „Schusterloisl" zu Wald im oberen Pinzgau am 30. Oktober 1871 geboren. Er erlernte gleichfalls das traditionelle Schusterhandwerk und ließ sich zunächst in *Bramberg* als Schuhmachermeister nieder, fand aber ebenfalls bald heraus, daß das Mineraliensammeln in den zahlreichen schönen Tälern des Großvenedigergebietes eine gesündere und lohnendere Tätigkeit ist, als das gebückte Hocken auf dem Schusterschemel.

Er erlebte als Bub die Entdeckung des Epidotvorkommens an der „Knappenwand" und die äußerst lohnende Ausbeutung dieses einmaligen Vorkommens.

Im mineralreichen *Habachtal* entdeckte er an den Hängen des Leiterkopfs, unmittelbar unter dem durch Steinschlag gefährdeten „Leiterkees" am Zusammenfluß zweier Gießbäche ein weiteres Mineralvorkommen, welches in der ganzen Gegend als „die *Teufelsmühle*" bekannt ist.

Dieses sehr ergiebige Vorkommen lieferte im Verlauf der Jahrzehnte eine sehr große Anzahl ansehnlicher Stufen mit gelbgrünen *Sphen*-Kristallen, welche entweder lose im Chloritsand der Kluft lagen oder auf Periklin- bzw. Adular-Kristallen aufgewachsen sind. Die „Teufelsmühle" bildet einen riesigen Hohlraum, welcher sich zirka 9 Meter ins Innere des Leiterkopfs hinzieht und so hoch und breit ist, daß man bequem darin stehen kann. *Karl W.* betrachtete

[1] Wer sich über den Ablauf der Ereignisse näher zu unterrichten wünscht, kann in meinem im „Aufschluß" 1954 veröffentlichten Aufsatz über die „Sulzbachtäler" detaillierte Angaben finden.

diese Fundgrube als persönliche Domäne. Dieses Vorrecht wurde ihm jedoch nach dem Bekanntwerden der Ergiebigkeit des Fundpunktes von vielen, oft weit in Deutschland beheimateten Privatsammlern streitig gemacht. Die vielen aus der „Teufelsmühle" von der Familie W. gewonnenen Sphene wurden für die Familie eine laufende, sehr lohnende Einnahmequelle, so daß sich *Karl W.* entschloß, am Eingang zum Habachtal ein kleines Alpengasthaus zu errichten, welches unter dem Namen „die *Klause*" allgemein bekannt ist und noch heute von der Familie Wurnitsch bewirtschaftet wird.

Da Karl W. sich auch als Bergführer sehr bewährte und ihm die Bewirtschaftung der inzwischen vom D. Ö. A. V. neuerrichteten „Thüringer Hütte" am Habachkees übertragen wurde, wurde er eine in Alpinisten- und Sammlerkreisen bekannte Persönlichkeit. Er entdeckte — dank seiner Adleraugen — am Ostrand des Watzfeldkees in schwierigem Gelände am Ostabsturz des „Lienzingers" ein neues Vorkommen von großen herrlichen, grünen *Sphen*-Kristallen, von welchem Prachtstufen in vielen großen Sammlungen zu finden sind [1].

Sein Amt als Hüttenwart der „Thüringer Hütte" brachte es mit sich, daß er die Mineralvorkommen des oberen Habachtales auf sammelnswerte Mineralien durchforschte und dabei manches Neue und Interessante fand: schöne Prehnit-Kristalle von der sogenannten „Prehnitinsel" am Nordhang des Kratzenbergs, ferner als Seltenheit prachtvolle Datolith-Kristalle und ganz vereinzelt sehr große, gut ausgebildete Scheelit-Kristalle, wie solche von vielen Punkten der „Hohen Tauern" als Einzelfunde bekannt geworden sind. Der Mineralienhandel erwies sich also als recht einträgliche Beschäftigung!

Dabei darf aber nicht verschwiegen werden, daß dieselbe bisweilen unvorhergesehene Gefahren mit sich bringt: Unser Karl W. verlor durch einen zur Unzeit losgegangenen Sprengschuß auf einem Auge das Sehvermögen!

Er setzte aber trotzdem seine Tätigkeit als eifriger Mineraliensammler unentwegt fort und brachte noch manchen bemerkenswerten Fund heim. Er begnügte sich — von Raritäten abgesehen — mit durchaus tragbaren Preisen [2].

Seine hohe Gestalt und seine etwas zurückhaltend wirkende, fast stolze Haltung wird allen unvergeßlich bleiben, welche mit ihm in persönlichen Kontakt kamen.

Am 23. März 1949 schloß er in seiner netten „Klause" am Eingang zum Habach sein Auge für immer und wurde von seiner geliebten Feuerwehr, deren langjähriger „Brandmeister" er war, zu Grabe getragen.

Sein vielversprechender ältester Sohn *Karl Wurnitsch* (der Jüngere), welcher gleich ihm Bergführer geworden war, bewirtschaftete zuletzt die Rudolfshütte im Stubachtal und fiel bei den Kämpfen am Donez am 23. Mai 1942.

Ein in Bramberg als Tischler tätiger jüngerer Sohn W.'s setzt die Familientradition des Mineraliensammelns erfolgreich fort und hat z. B. eine sehr große Datolithdruse gefunden, welche sich jetzt im Klagenfurter Museum befindet. Der vielversprechende junge Mann heißt *Alfons W.*, er ist auch geprüfter Bergführer und Schilehrer. Er hat sich am Eingange zum Habachtal neben der „Klause" ein Häuschen gebaut.

---

[1] Erstmalig beschrieben von *C. Hlawatsch:* Annalen Naturhist. Museum Wien, *42* (1928), 275.

[2] Ich erwarb z. B. vor zirka 25 Jahren von ihm eine sehr schöne 26 × 13 cm große Stufe des bekannten Biotitschiefers vom Smaragd-Fundort im Leckbachgraben (Habachtal) mit etwa zwei Dutzend guten Smaragd-Kristallen für 35 RM.

Sachverzeichnis zu III. Folge, Band 1—5

(B = Buchbesprechung)

Achsen- und Flächengefüge beiderseits des Silltalbruches *4*, 125
Agricola bis Van der Nüll *2*, 146
Alkaline District of Alnö Island *1*, 439 (B)
Alkalisilikate, wasserfreie, Kristallstruktur *3*, 348
Allgemeine Geologie, Grundzüge *3*, 285 (B)
Alpen, Bau und Entstehung *5*, 264 (B)
Alpine Kluftmineralien, Genesis, *3*, 72
„Alpine Metallogenese" der kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten *5*, 96
„Alpine Metallogenese" in den bayerischen Kalkalpen zwischen Loisach und Salzach *4*, 454
Analysis by Spot Tests, qualitative *2*, 109 (B)
Angewandte Geophysik *3*, 385 (B)
Ankerit im geschlossenen Gefüge und als Einzelkorn *5*, 215
Antlerit aus Lavrion. Eventuelle Identität des Arnimits mit Antlerit *3*, 295
Antlitz der Erde, Skizze *5*, 142 (B)
Arsengehalt von Stollenwässern in der Umgebung Badgasteins *2*, 290
Arsen- und Antimonmineralien, Kristallchemie *4*, 272
Artinit von Kraubath *1*, 150
Atlas von Niederösterreich *3*, 184 (B), *5*, 260 (B)
Aufbau der Erde, neuere Anschauungen *1*, 81
Aufbau der Kristalle, Gründzüge *1*, 76
Axinitfund in den Ostalpen *3*, 51, 181

Bentonitvorkommen aus Steiermark, Kärnten und Italien (Ponza) *3*, 167
Bernstein und seine Einschlüsse *2*, 105 (B)
Berylliumorthite und Struktur der Epidote *1*, 19
Beschriftungsmethode für Dünnschliffe *3*, 282
$BeSO_4$, Kristallstruktur *5*, 227
Bestimmen der Mineralien nach äußeren Kennzeichen, Tafeln *5*, 145 (B)
Biotitandesit in Retznei bei Ehrenhausen *2*, 157
Biotitschiefer aus dem niederösterreichischen Moldanubikum, mit Serpentin vergesellschaftet *2*, 407
Boden, Entwicklungslehre *1*, 439 (B)
Böden Europas, Bestimmungsbuch und Systematik *5*, 143 (B)
Bor an dem Kontakte eines ultrabasischen Tiefengesteines *2*, 44
Bor in den finnischen Pegmatiten *5*, 252
Bruhns: Kristallographie *5*, 138 (B)
„Brunckit" — kryptokristalline Zinkblende *1*, 417

Caustolites, a System *3*, 332
Charnockite of the Varberg District *3*, 68 (B)
Chemical Analysis, quantitative *1*, 192 (B)
Chemie, anorganische *3*, 187 (B)
Chemische Gesteinsanalysen *4*, 430
Chemistry of Specific, Selective and Sensitive Reactions *2*, 108 (B)
Chlorit, chromhaltiger („Kämmererit") *1*, 68
Chromitdunit, diagonalgeschichtet *4*, 216
Clays and Clay Technology *5*, 398 (B)
Clorite (penninite) della valle del Dragone nell'Appennino emiliano *4*, 283
Continental Plates, Composition *4*, 360
Cornelius, Hans Peter, Nachruf *2*, 153
Crystallographic Problems, a Thausand and One Questions *3*, 386 (B)
Crystallography, Introduction *1*, 191 (B)
Crystals, X-Ray Analysis *5*, 261 (B)

Crystals and the Polarising Microscope *2*, 393 (B)
CsH_2PO_4, Strukturbestimmung *3*, 37

Dana's Manual of Mineralogy *5*, 139 (B)
Dana's System of Mineralogy *1*, 193 (B), *3*, 68 (B)
Deformationspläne des Grazer Paläozoikums *4*, 7
Deformation, Twinning in Experimentally Deformed Calcite *4*, 28
Depositional Fabrics *2*, 396 (B)
Determination of Plagioclase Feldspars in Random Sections, Stereograms *1*, 437 (B)
Deutsch-Altenburg und Berg, Exkursion *1*, 97
Diagenese klastischer Sedimente im Wiener Becken *3*, 142
Diamanten *1*, 438 (B)
Dittler, Emil, Nachruf *1*, 101

Edelsteine und Perlen *5*, 267 (B)
Edelsteinkunde, praktische *5*, 150 (B)
Eglestonit, Formel und Struktur *1*, 378
Eklogitische Gesteine des südlichen Großvenedigergebietes *3*, 395
Elementumwandlung, künstliche *2*, 394 (B)
Epidot-Fundstelle an der Knappenwand, Historisches und Aktuelles *3*, 407
Epsomitkristalle, Hallstätter Salzlager *1*, 185
Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, junge, I und II *2*, 106 (B)
Erzlagerstätten *2*, 112 (B)
Erzmikroskopisches Praktikum *3*, 188 (B)
Erzmineralien und ihre Verwachsungen *3*, 187 (B)

Falten, unter geringer Bedeckung entstanden *4*, 187
Feldspate der Tessiner Pegmatite *3*, 191
Feldspate, Erscheinungen *1*, 51
Feldspatausbildung in den Gesteinen der östlichen Hohen Tauern und ihre petrogenetische Deutung *2*, 129
Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung *2*, 248 (B)
Festkörper, Struktur und Materie *3*, 293 (B)
Flächen- und Achsengefüge in den Pampinen Sierren *4*, 203
Flächen- und Achsengefüge in den Triebwasserstollen des Rodundwerkes *4*, 90
Fluorit, Färbungen *3*, 21
Fluorochromierungsstudien an stark zerkleinerten Mineralien *3*, 154
Fond des Mers, Géographie *1*, 440 (B)
Fouriersynthese von Kristallen *3*, 289 (B)

Gabbro von Elsenreith im niederösterreichischen Waldviertel *5*, 37
Gebirgsdruck in Fels, Berechnung *4*, 288
Gefügefestigkeit *4*, 225
Gefügekunde der geologischen Körper, Einführung *1*, 436 (B), *2*, 251 (B)
Gefügestudien im Bereich des Bauxitbergbaues Unterlaussa *4*, 145
Gefügeuntersuchungen in den Kitzbühler Alpen *4*, 193
Geheimnis der Kristallwelt *1*, 315 (B)
Gemmes et perles dans le monde *2*, 109 (B)
General and Inorganic Chemistry *1*, 73 (B)
Geochemie *5*, 150 (B)
Geochemische Forschungen des Auslandes *1*, 92
Geochemische Rolle der Organismen *2*, 136
Geochemistry *2*, 250 (B), *5*, 151 (B)
Geochemistry, principles *3*, 288 (B)
Geometrie der Lagekugelbesetzung *4*, 138
Geologie, Abriß *5*, 262 (B)
Geologie, Mineralogie und Lagerstättenlehre *2*, 446 (B), *5*, 400 (B)
Geologie, Petrographie und Mineralogie des Westharzes *5*, 262 (B)
Geologisches Wörterbuch 3, 61 (B)
Geschichte der Geologie und des geologischen Weltbildes *5*, 137 (B)

Gesteine und Minerallagerstätten I *1*, 313 (B)
Gesteine und Minerallagerstätten II *3*, 65 (B)
Gesteine und silikatische Mineralien, chemische Analyse *3*, 63 (B)
Gesteinsbildende Vorgänge im technischen Alltag *1*, 317
Gesteinskunde, Einführung *2*, 249 (B)
Gesteinskunde für Hochbau und Plastik *3*, 64 (B)
Gesteinswelt, Einführung *2*, 253 (B)
Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe *5*, 137 (B)
Gitterphysik, angewandte *2*, 446 (B)
Gitterplastizität, Spaltbarkeit und Kristallplastizität *4*, 253
Glaserz vom Radhausberg, erzmikroskopische Studie *2*, 375
Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern *1*, 82
Gold *3*, 384 (B)
Goldschmidt, V. M., Nachruf *1*, 88
Goldschmidt, V. M., wissenschaftliches Werk *2*, 122
Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern *4*, 370
Granigg, Bartel, Nachruf *3*, 89
Granite der südböhmischen Masse, Entstehung *1*, 175
Granitisation in den Hohen Tauern *3*, 81
Granodiorite-Schist Contact, Bear Island, Fabric *4*, 81
Granit von Plöcking aus dem oberösterreichischen Mühlviertel *5*, 153
Großrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer *4*, 44
Grüne Werfener Schichten von Mitterberg, *4*, 338
„Gurhofian" aus Niederösterreich, differential-thermoanalytische Untersuchungen *5*, 99

Haitinger, Max, Nachruf *1*, 71
Hintze: Handbuch der Mineralogie *5*, 263 (B), *5*, 399 (B)
Hornblenden aus Metabasiten der Hochalm-Ankogelgruppe *1*, 14
Hornblende, Schreibung der kristallchemischen Formel *5*, 242
Hydrocerussit, Röntgenkristallographie *3*, 298

Illit von Fehring *5*, 284
Index of Mineral Species and Varieties *2*, 249 (B)
Inorganic Thermogravimetric Analysis *3*, 286 (B)
Interngefüge von Disthen (Disthenquarzit Untersulzbachtal) *5*, 380

Julienit, $Na_2Co(NCS)_4.8\,H_2O$, Kristallstruktur *3*, 376

Kalifeldspate in einem Ötztaler Gneis, Interngefüge *5*, 231
Kalzite, zweiachsige *2*, 180
Kamp-Kraftwerke, petrographische Beobachtungen *3*, 403
Kärntner Mineralien, Demonstration *2*, 132
Keimbildungsproblem bei Strahlungskristallisaten und gedrillten Kristallen *4*, 382
Kieslagerstätte von Meggen, „Neues Lager" *3*, 291 (B)
Klastische Sedimente im Wiener Bekken, Diagenese *3*, 389
Kleinit, Röntgenuntersuchungen *1*, 300
Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie *5*, 141 (B)
Kluftmineralien in den Hohen Tauern, Entstehung *1*, 390
Kolumbien, geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen *5*, 407
Kristallchemie, Grundriß *3*, 186 (B)
Kristallchemische Notizen *1*, 424
Kristallchemische Probleme I: Epidot *1*, 89
Kristalle, Bau und Bildung *5*, 148 (B)
Kristalle, Festigkeitserscheinungen *2*, 113 (B)
Kristalle, Struktur und Eigenschaften *2*, 254 (B)
Kristallform der bei der Oxydation von Dinaphthoperylen entstehenden Abbausäure ($C_{36}H_{20}C_6$) *2*, 176
Kristallgitter, Einführung in die Untersuchung mit Röntgenstrahlen *5*, 269 (B)
Kristallhärte *3*, 404
Kristallisationsschieferung *5*, 343
Kristallisationsschieferung oder Abbildungskristalloblastese *1*, 188

Kristallisationsverlauf in unterkühlten Schmelzen organischer Stoffgemische *1*, 24
Kristallklassen-Systematik *4*, 240
Kristallographie, Bewegungsgruppen *1*, 195 (B)
Kristallographie, geometrische und Kristalloptik *2*, 395 (B)
Kristallometrisches Praktikum *2*, 396 (B)
Kristalloptik, Einführung *3*, 62 (B)
Ktenasit, ein Zink-Kupfersulfat aus Lavrion *1*, 342

Lamprophyrgang in Helsinki und die Lamprophyrprobleme *4*, 329
Lagerstättenlehre *2*, 395 (B)
Lagerstätten nutzbarer Mineralien *3*, 183 (B)
Laueaufnahmen auf zylindrischem Film *3*, 1
Laumontit, Röntgenkristallographie *5*, 335
Luminescence of Solids *1*, 438 (B)
Luminescence of Solids, Introduction *2*, 111 (B)

Magnesite, differential-thermoanalytische Untersuchungen *5*, 85
Magnesitkristalle von Asturreta, verdreifachte Achsenbilder *4*, 277
Makedonische Erzlagerstätten, Altes und Neues *5*, 418
Manganminerale vom Mooserboden bei Kaprun *5*, 48
Megascopic Fabric Analysis of the Area Around Stissing Mountain *4*, 178
Melaphyr von Hallstatt *2*, 122
Metamorphic and Metasomatic Rocks, Origin *3*, 290 (B)
Meteoritensammlungen in Ungarn *3*, 69 (B)
Meteorites, Catalogue *5*, 146 (B)
Microtectonique et tectonique générale *4*, 101
Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen bei Badgastein *2*, 355
Mineral Deposits, Formation *2*, 444 (B)
Minerale, Bestimmen *2*, 110 (B)
Minerale des Höllgrabens bei Werfen und von Oberdorf *3*, 391
Minerale, Eigenschaften, I: Die äußeren Kennzeichen *2*, 253 (B)
Mineralfunde aus dem Ankogelgebiet *2*, 142
Mineralfunde aus dem oberen Pinzgau *2*, 140
Mineralfunde aus dem Pinzgau *3*, 406
Mineralfunde aus den Alpen: Ankogel *3*, 77
Mineralfunde aus den Alpen: Stubachtal *3*, 78
Mineralfunde aus den österreichischen Alpen *5*, 429
Mineralfunde aus den Salzburger Alpen *2*, 143
Mineralien aus Elba *3*, 409
Mineralien des südlichen Venediger-Gebietes *2*, 115
Mineralische Rohstoffe, Verteilung *1*, 78
Mineralische Rohstoffe, Vorräte und Verteilung *1*, 314 (B)
Mineralnamen, historische *3*, 74
Mineralogie, Einführung *2*, 247 (B)
Mineralogie für Ingenieure des Tief- und Hochbaues und der Kulturtechnik *3*, 385 (B)
Mineralogie, moderne allgemeine *2*, 447 (B)
Mineralogie Österreichs, Beitrag *2*, 38
Mineralogie, spezielle *5*, 143 (B)
Mineralogische Exkursion in Anatolien *5*, 426
Mineralogy of Greenland *3*, 294 (B)
Minerals of California *1*, 439 (B)
Mineral- und Erzlagerstättenkunde *5*, 263 (B)
Minerogenese und Geochemie des Gasteiner Tales *3*, 87
Mixit, Röntgensymmetrie *3*, 56
Moldanubische Ganggesteine *3*, 356
Monazit aus dem Kamptal *1*, 421
Muskowit-Epidot-Albitkornbildung im Mauthausener Granit *4*, 312

Nachrichten: *1*, 74, 196, 440; *2*, 114, 255, 450; *3*, 70, 190, 387; *5*, 152, 272
Natronamphibol (Osannit-) Ägirinschiefer in den Tarntaler Bergen *4*, 396

Naturwissenschaften, Probleme *2*, 112 (B)
Nephelinsyenitporphyr von der Rollepaßstraße bei Predazzo *4*, 420
Netzebenen-Abstände, graphische Bestimmung *5*, 170
Niederösterr. Waldviertel, Mineralogische Notizen I *1*, 353
Niggli, Paul, Festschrift zu seinem 60. Geburtstag *1*, 192 (B)
Nontronit, Synthese *2*, 397
Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen, Massengesteine *4*, 386

Österreich, Geologie *2*, 447 (B)
Österreichische (bis 1947 Wiener) Mineralogische Gesellschaft, 50-Jahrfeier *3*, 88
Österreichische (Wiener) Mineralogische Gesellschaft, Mitteilungen *1*, 75; *2*, 115, 453; *3*, 71, 388; *5*, 406
Österreichische (Wiener) Mineralogische Gesellschaft, Mitgliederverzeichnis *1*, 98; *3*, 413
Österreichische (Wiener) Mineralogische Gesellschaft, Autoren, Sach- und Ortsverzeichnis zu den Mitteilungen *1*, 111; *2*, 453
Österreichischer Bergbau *5*, 397 (B)
Olivin als Gefügekorn in einigen Olivingesteinen *5*, 21
Olivinkornregelung und Genese des chromitführenden Dunits von Anghida *3*, 158
Optical Mineralogy, Elements *2*, 449 (B)
Optical Properties of Organic Compounds *5*, 404 (B)
Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Tabellen *3*, 189 (B)
Optische Regelung tektonisch beanspruchter Kohlen *4*, 232
Organische Mikroanalyse, quantitative *1*, 73 (B)
Ostbayern, Mineralien und Lagerstätten *3*, 386 (B)

Pandermit und Colemanit *1*, 419
Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spatlagerstätten *4*, 55
Pattersonsynthesen *4*, 261
Petrographische Ergebnisse der Forschungsreise Doktor A. Gabriels in die südliche Lut und Persisch-Belutschistan *5*, 412
südliche Lut und Persisch-Belutschistan *5*, 412
Petroleum Mikrobiology *5*, 260 (B)
Petrography *5*, 402 (B)
Petrology, theoretical *3*, 283 (B)
Pharmakosiderit, Formel und Strukturtyp *1*, 1
„Physikalisches Modell" und „metaphysische Wirklichkeit" *3*, 289 (B)
Plagioklase, hoch- und tieftemperierte, Zwillingsoptik der Bavenoer- und Manebacher-Zwillinge *1*, 295
Plagioklase, Hoch- und Tieftemperaturoptik *4*, 320
Plagioklase, Verglimmerung der tektonischen Metamorphose *4*, 350
Plagioklaszwillinge nach (130) und (111) sowie die Banater Verwachsung *1*, 347
Polarisationsmikroskop *2*, 106 (B)
Polymorphism, X-Ray Studies *2*, 445 (B)
Porphyrgesteine von Sv. Antun bei Lepoglava (Kroatien), Charakteristik *2*, 93
Porträtgetreue Kristallbilder, Herstellung aus der stereographischen Projektion *2*, 67
Positive und negative Pyritformen, röntgenographische Unterscheidung *1*, 285
Predazzo, Altes und Neues I und II *1*, 78, 79
Predazzo, Exkursion *3*, 397
Pyramidendruckhärte (Vickers-Methode) *2*, 83
Pyritformen, Häufigkeit *2*, 388
Pyrit und Markasit der Seegrotte in der Vorderbrühl *1*, 422

Quantitative Analysen, Ausführung *1*, 193 (B)
Quantitative Spectrochemical Analysis of Silicates *5*, 394 (B)
Quarzbestimmung in Gesteinen auf differential-thermoanalytischem Wege *5*, 209

Quarze, alpine, Eignung für piezoelektrische Zwecke *2*, 445 (B)
Quarzfalten, Typisierung *2*, 47
Quantitative Analysen, Ausführung *1*, 193 (B)
Quarzverzwilligungen, Bestimmung *2*, 432

Radhausberg-Unterbaustollen, Geologie und Petrographie *3*, 79
Radioaktivität, angewandte *3*, 292 (B)
Rannachkonglomerat *1*, 107
RbH_2PO_4 und CsH_2PO_4, seignetteelektrisches Verhalten *1*, 432
Rechts- und Linksquarze und Quarzzwillinge an einigen österreichischen Fundpunkten, Verteilung *2*, 424
Rechts- und Linksquarze in Schriftgraniten, Verteilung *3*, 115
Rechts-Linksverzwilligung an ostalpinen Quarzkristallen *2*, 27
Regelungsgrad eines Gefüges, Darstellung *4*, 159
Reichert, Baurat h. c. Dr. Karl, Nachruf *5*, 18
Reise in Süd-Finnland. Vergleichende kristallingeologische Beobachtungen *5*, 415
Remsens Einleitung in das Studium der Chemie *2*, 251 (B)
Richesses minérales du monde *2*, 109 (B)
Riebeckitgneise des Ostendes der nordalpinen Grauwackenzone *2*, 1
Riebeckitgneise in der Grauwackenzone des Semmeringgebietes Geologie *2*, 24
Rinne-Bereck: Anleitung zu optischen Untersuchungen mit dem Polarisationsmikroskop *5*, 148 (B)
Roches sédimentiares, Pétrographie *3*, 383 (B)

Sammlerabende, Berichte *5*, 413, 425
Sättigungskurven in unterkühlten binären Gemischen, experimentelle Bestimmung 1, 414
Sande (Höttinger Breccie), Mineralführung und Korngrößen *5*, 102
Sander, Prof. Dr. Bruno *4*, 1
Schafarzikit, Formel und Kristallstruktur *2*, 166
Scheelit *5*, 408
Schlüssel zum Aufbau der Materie *1*, 191 (B)
Schmuck- und edelsteinkundliches Taschenbuch *3*, 284 (B)
Schnellanalyse, qualitative *5*, 398 (B)
Schriftgranite, Röntgenuntersuchungen *3*, 126, 272
Schriftgranit von Radegund *4*, 18
Schweizer Alpen, Geologie *3*, 381 (B)
Schweizer Alpen, Mineralfunde *5*, 265 (B)
Schwingungsnetz optisch zweiachsiger Kristalle, Verwertungsmöglichkeiten bei orthoskopischen Untersuchungen *1*, 35
Schwermineralien, akzessorische (Eruptivgesteine, Harz) *3*, 62 (B)
Schwermineralseifen an der Mecklenburgischen Ostseeküste *3*, 183 (B)
Sediments, unconsolidated. I *4*, 117
Semmeringgebiet, Exkursion *2*, 151
Serpentin- und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien *3*, 184 (B)
Silicate Investigations, Thermochemical Methods *5*, 140 (B)
Siliciumkarbid, neue Zwillingsgesetze *3*, 10
Silikatische Tonminerale *5*, 400 (B)
Skapolith-Gefüge, inhomogenes *4*, 65
Société française de Minéralogie et de Cristallographie, Bulletin, Bd. 77 *5*, 397 (B)
Spatmagnesite in den Ostalpen, Entstehung *3*, 305
Spektralanalyse in Mineralogie, Petrographie und Geochemie 3, 394
Spot Tests. Bd. I: Inorganic Applications *5*, 140 (B)
Spot Tests. Bd. II: Organic Applications *5*, 141 (B)
Spurenelement-Analyse, Wert oder Unwert *5*, 110
Spurenelemente, gesetzmäßige Differentiation in Mineralien *1*, 134
Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der ostalpinen Metallprovinz *5*, 183
Stagoskopie in der Mineralogie *5*, 162
Stark, Michael, Nachruf *5*, 1
Steine, Erweckung *3*, 65 (B)
Steine von St. Stephan *2*, 110 (B)

Steinsalz, blaues *2*, 124
Steirische Opale und Chalcedone, Röntgenuntersuchungen *3*, 32
Steirischer Vulkanbogen als magmatische Provinz *4*, 301
Stereochemie, Grundlagen *1*, 436 (B)
Stereographische Projektion in der Kristallkunde *5*, 268 (B)
Stress-Sensitivity of Quartz in Tectonites *4*, 75
Strontiumhydroxyd-Oxyhydrat $Sr(OH)_2 . 8 H_2O$, Kristallstruktur *5*, 123
Struktur und Gestalt *1* 436 (B)
Sulfidische Lagerstätten, Oxydationszone *5*, 267 (B)
Suomen kallioperä *5*, 270 (B)
Syntektonische und posttektonische magmatische Erscheinungen der Ortlergruppe *3*, 93
System of Mineralogy of J. D. and E. S. Dana *1*, 193 (B); *3*, 68 (B)

Tectonic, Style, a Study *5*, 152 (B)
Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitigen Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern *1*, 197
Titanmineralien vom Ankogel *3*, 84
Tonminerale, silicatische 3, 64 (B)
Tonminerale, Bestimmung mit dem Elektronenmikroskop *5*, 347
Ton- und Sedimentmineralien, Röntgenkartei zur Bestimmung *5*, 270 (B)
Trigonales Kristallsystem, ein Struktur- und Formproblem *1*, 427
Trippkeit, Formel und Kristallstruktur *2*, 417
Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal *2*, 198
Typisierung von Falten II *4*, 34

Uran anreichernde Warzen- und Knöpfchensinter an österreichischen Thermen *2*, 257

Val di Peio e la catena Vioz-Cevendale *5*, 395 (B)
Veitscher Magnesitwerke Aktiengesellschaft 1881—1951 *3*, 190 (B)
Verdienstvolle Helfer der mineralogischen Wissenschaften *5*, 430
Verfärbung und Lumineszenz *5*, 147 (B)
Verkieselung I *5*, 70
Viitaniemi (Zentralfinnland), Mineralparagenese im Lithiumpegmatit, vom geochemischen Standpunkt *5*, 273
Volcanic Geology, Hot Springs and Geysers of Iceland *2*, 393 (B)

Wachstums- und Rekristallisationsgefüge von Bleiglanz *4*, 111
Waldsteinit, diabasischtonschieferiger Metatuffit aus der Steiermark *4*, 440
Wardit, Raumgruppe *5*, 246
Warzen- und Knöpfchensinter (Gastein), Alphastrahlung *2*, 283
Weißerde von Aspang *3*, 45
Welcher Stein ist das? *3*, 61 (B)
Werkstoffchemie, Grundlagen *2*, 105 (B)
Wismut, Kristallchemie *1*, 361
Wismut, Lokalisierung *5*, 129
Wulfenite von Nassereith/Dirstentritt und Bleiberg *1*, 325

X-Ray Diffraction Photographs, Interpretation *3*, 287 (B)

Zahlenwerte und Funktionen aus Physik usw. Landolt-Börnstein *5*, 401 *(B)*
Zeittafel, Entwicklung der geometrischen Kristallographie und der Strukturtheorie *5*, 362
„Zentralgneise" in den Hohen Tauern und einige Mineralparagenesen in den Ostalpen, Probleme der Bildung *5*, 303
Zentralgneisgebiet von Badgastein (Hohe Tauern), Mineral- und Elementvergesellschaftung *2*, 292

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

DATE DUE

UIC Rec'd JUN 15 2005

DEMCO 38-297